

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

А. Д. ЛУКАШОВ

**НОВЕЙШАЯ
ТЕКТОНИКА
КАРЕЛИИ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КАРЕЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ
Институт геологии

Труды

Вып. 31

А. Д. ЛУКАШОВ

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА КАРЕЛИИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Ленинградское отделение
ЛЕНИНГРАД 1976

УДК 551.248.2 (470.22)

Новейшая тектоника Карелии. Лукашов А.Д. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1976, стр. 1-109.

Рассматриваются особенности проявления новейших тектонических движений в юго-восточной части Балтийского щита и их связь с древними тектоническими структурами, глубинным строением и рельефом. Общий стиль новейшей тектоники определяется блоковой структурой кристаллического фундамента. Выделены и охарактеризованы новейшие структуры и разрывные деформации разного порядка. Отмечаются унаследованность и автономность новейшего структурного плана, определенная зависимость между орографией, гидрографией, денудационным и аккумулятивным рельефом, новейшей и древней структурами и глубинным строением. Новейшие движения имеют сложный спектр и дифференцированы в пространстве и времени, являются продолжением платформенного этапа развития щита. Книга рассчитана на геологов, геоморфологов, географов, специалистов в области четвертичной геологии. Рис. - 20, библи. - 138 назв.

Ответственный редактор член-корреспондент АН СССР
К.О.К р а т ц

Анатолий Дмитриевич Лукашов

НОВЕЙШАЯ ТЕКТНИКА КАРЕЛИИ

Утверждено к печати
Институтом геологии Карельского филиала АН СССР

Редактор издательства Н.П.Скорынина
Технический редактор Г.А.Смирнова
Корректор Э.В.Коваленко

Сдано в производство и подписано к печати 15/1У-76 г.
Формат 60 x 90 1/16. Бумага №1. Печ. л. 6 3/4 = 6,75 усл. печ. л.
Уч.-изд.л. 7. Изд. № 6308. Тип. зак. №1244. М-37211. Тираж 600. Цена 70 коп

Ленинградское отделение издательства „Наука“
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская линия, д. 1

1-я тип. издательства „Наука“. 199034, Ленинград, В-34, 9 линия, д.12

Л 20802-553 Б3-19-2-76 © Издательство „Наука“, 1976
055(02)-76



ВВЕДЕНИЕ

Территория Карелии расположена в юго-восточной части Балтийского щита, где на поверхности обнажены древние докембрийские осадочно-вулканогенные и магматические комплексы, претерпевшие глубокий метаморфизм. На большей части территории республики древний кристаллический фундамент перекрыт только маломощным (до 10 м) чехлом верхнечетвертичных отложений. Таким образом, в новейшие движения здесь были вовлечены и получили отражение в современном рельефе докембрийские тектонические структуры фундамента. Изучение новейшей структуры кристаллического фундамента, особенностей связи молодых и древних структур имеет большой научный и практический интерес.

В основу предлагаемой работы положены материалы, полученные автором в ходе выполнения тематических исследований лабораторией четвертичной геологии и геоморфологии Института геологии Карельского филиала АН СССР, проводившиеся в течение 1964–1973 гг. Материалы анализировались и обобщались с учетом фондовых и литературных данных других авторов.

В ходе исследований в пределах Карелии были выбраны узловые участки с таким расчетом, чтобы они охватили все главные морфоструктуры региона. На таких участках проведены детальные работы, включающие комплекс морфометрического и морфографического анализа рельефа, структурно-геоморфологическое дешифрирование аэрофотоснимков, инструментальное профилирование геоморфологических уровней, полевые исследования, направленные на выявление связи структурных элементов фундамента и рельефа. Эти участки охватывали следующие районы Карелии: северное и северо-восточное Приладожье, котловина Онежского озера, западное и восточное Прионежье, центральная и северная части Западно-Карельской возвышенности, район Сегозеро-Кяргозеро в Центральной Карелии, северная часть Прибеломорья.

Данные, полученные на участках, расположенных в разных морфоструктурных зонах, позволили выявить основные закономерности новейшего структурного плана и связи древних и молодых структур с рельефом. Эти сведения, дополненные материалами по геологии, геоморфологии и геофизике других авторов, позволили распространить исследования на всю территорию Карелии.

В полевых работах, кроме автора, принимали участие сотрудники лаборатории Г.С.Бискэ, Г.Ц.Лак, В.А.Ильин, Н.Н.Горюнова, И.М.Экман. В ходе работ автор неоднократно пользовался советами и консультациями сотрудников Института геологии В.М.Чернова, Ю.И.Лазарева, К.И.Хейсканена, В.А.Соколова, В.Д.Слюсарева, О.И.Володичева, М.М.Стенаря, Ю.Й.Сыстра, Э.И.Девятовой.

Большую помощь советами и доброжелательной критикой оказали автору Г.С.Бискэ, К.О.Кратц, Н.И.Николаев. Автор считает своим долгом выразить всем искреннюю признательность за дружеское участие и помощь в работе.

А. Краткий обзор истории исследований новейшей тектоники на территории Карелии

Для территории Карелии самыми ранними исследованиями молодых тектонических движений следует, по-видимому, считать наблюдения академика А.А.Иностранцева, имевшие место в начале семидесятых годов прошлого столетия на побережье Белого моря и на Соловецких островах. А.А.Иностранцев, опираясь на высотное положение береговых валов на Соловецких островах, установил, что Соловецкие острова испытывают поднятие со скоростью 98-120 см в 100 лет (Бискэ, 1959). Впоследствии сведения о молодых движениях, полученные на основе, главным образом, анализа деформации береговых линий позднепоследниковых водоемов в пределах Балтийского шита в целом и на территории Карелии в частности, освещались во многих работах русских и зарубежных авторов. Достаточно подробный анализ этих исследований можно найти в работах Н.И.Николаева (1948, 1949, 1962; Николаев и др., 1967), К.К.Маркова (1949), С.Л.Яковлева (1941, 1947) и др.

Анализ многочисленных работ, прямо или косвенно касавшихся проблемы молодых движений и связи тектоники и рельефа, показал, что эти исследования отчетливо распадаются на два периода: первый, охватывающий работы дореволюционного и довоенного времени, и второй, относящийся к послевоенному времени.

Круг вопросов, связанных с молодыми тектоническими движениями, освещенных в исследованиях первого периода, в основном касался анализа позднепоследлениковых движений. Эти данные нашли отражение в работах М.Саурамо (Sauramo, 1928, 1937), К.Мунте (Munthe, 1929), Е.Хюппя (Huuppi, 1932, 1937), Таннер (Tanner, 1930) и др. для зарубежной части Балтийского щита и В.Рамсея (Ramsay, 1898), Б.Ф.Землякова (1936), Е.С.Дьяконовой-Савельевой (1925), С.А.Яковлева (1941), К.К.Маркова (1933, 1934), С.В.Яковлевой (1933), С.В.Эпштейна (1941), Г.Ю.Верещагина (1926, 1931), А.А.Полканова (1936) — для советской части Балтийского щита. Карты изобаз поднятия Карелии в позднепоследлениковое время были составлены Б.Ф.Земляковым (Земляков и др., 1941) и С.В.Яковлевой (1933).

Значительно меньше работ было посвящено анализу трещинной тектоники кристаллического фундамента и влиянию ее на деформацию береговых линий. Эти данные были отражены в работах И.Седерхольма (Sederholm, 1913) для территории Финляндии, А.А.Полканова (1937), Г.Д.Рихтера (1936) — для Кольского полуострова, Б.Ф.Землякова (1936) — для территории Карелии.

Большинство исследователей первого периода считало, что последлениковые движения Балтийского щита, в том числе и Карелии, связаны с гляциоизостатической компенсацией земной коры. Новейшая структура Балтийского щита, в соответствии с этими представлениями, рисовалась на картах в виде большого сводового поднятия с увеличением амплитуд деформации к центральной части. Однако уже в то время были отмечены локальные смещения в спектрах береговых линий, обусловленные движениями по разломам.

В ходе исследований первого периода были установлены следующие основные закономерности молодой тектоники: в течение четвертичного периода движения земной коры имели колебательный характер под влиянием появления и снятия ледниковой нагрузки; скорость последлениковых движений уменьшалась во времени в связи с завершением гляциоизостатической компенсации; Балтийский щит имел форму свода с центром в северном конце Ботнического залива; на деформации древних береговых линий оказывали влияние локальные подвижки по разломам; трещинная тектоника существенно влияла на рельеф.

В послевоенные годы в связи с широким размахом геологических и тематических исследований появились новые данные и многочисленные сводные работы, посвященные новейшей тектонике. Возникали новые направления исследований, касающиеся связи рельефа и характера современных движений, сейсмичности и т.д. В целом работы послевоенного периода на тер-

ритории Карелии и сопряженных с ней регионов объединяются в следующие главные направления.

1. Исследование позднепоследлениковых движений на основе изучения древних береговых линий Белого моря (Апухтин, 1956; Животовская, 1960; Лаврова, 1960, 1968; Арманд, Самсонова, 1969; Никонов, 1967, и др.).

2. Исследования современных движений на основе анализа многолетних футшточных наблюдений и повторных нивелировок (Орленко, 1960; Ионин и др., 1961; Стовас, 1963; Никонов, 1971; Победоносцев, Розанов, 1971; Лилиенберг и др., 1972, и др.).

3. Анализ особенностей новейших движений и новейшего структурного плана на Балтийском щите в целом (Николаев, 1949, 1962, 1966а, 1967), на Кольском полуострове (Граве, Еврезов, 1963; Никонов, 1967; Кошечкин, 1969а; Кошечкин, Стрелков, 1974; Рубинраут, 1974, и др.) и на территории Карелии (Бискэ, 1959, 1961; Бискэ, Горюнова, Лак, 1966; Бискэ, Лак, Лукашов, 1966; Лак, Лукашов, 1967, 1969; Лукашов, 1974, и др.).

4. Изучение сейсмичности и ее связи со структурами фундамента и новейшими движениями (Шустова, 1963, 1967; Николаев, 1966б, 1967; Соловьев, 1963; Токарев, 1959; Панасенко, 1959, 1969, и др.).

5. Анализ морфоструктур и связи рельефа с древними структурными элементами фундамента, изучения древних поверхностей выравнивания на Кольском полуострове (Кошечкин, 1967, 1969б; Арманд, Граве, Кудлаева, 1969; Стрелков, 1973, и др.) и в Карелии (Бискэ, 1959, 1961; Бискэ, Горюнова, 1967; Девятова, 1967; Лак, Лукашов, 1972; Экман, 1972; Лак, 1974; Лукашов, 1974, и др.).

В ходе многочисленных исследований морфоструктур и новейших движений на территории Карелии и соседних с ней областей были установлены следующие их особенности: новейшие движения повсеместны, интенсивность и характер их проявления в разных частях неодинаковы; новейшие движения имеют колебательный характер на фоне общей тенденции к поднятию; позднепоследлениковые движения представляют собой суммарный результат движений собственно тектонических и гляциоизостатических; скорость собственно изостатических движений быстро затухает во времени; новейший структурный план представляет собой систему блоков, перемещающихся относительно друг друга по разломам; существует определенная связь между новейшей тектоникой, глубинным строением и сейсмичностью.

Б. Постановка задачи и методика исследований

При изучении неотектоники на территории Карелии были поставлены следующие задачи.

1. Анализ новейшего структурного плана, выделение новейших структур разного порядка, выяснение их внутреннего строения и особенностей проявления в рельефе.

2. Установление степени зависимости и унаследованности новейшего структурного плана и древних структур кристаллического фундамента, выявление древних структурных элементов, активно проявившихся в новейшей тектонике.

3. Изучение главных особенностей и характера проявления новейших тектонических движений.

Изучение новейшей тектоники на территории Карелии сопряжено с рядом трудностей, обусловленных особенностями геологического строения. Эти особенности сводятся к следующему.

Развитие территории в течение длительного времени происходило в условиях преобладающих поднятий и денудации, вследствие чего докембрийские и кристаллические породы, как правило, перекрыты только маломощным покровом верхнеплейстоценовых осадков. Чрезвычайно быстрая, особенно в позднем плейстоцене, эволюция ледниковых щитов, частая смена физико-географических условий привели к кратковременности существования приледниковых и позднеледниковых водоемов, береговые образования которых вследствие этого выражены не всегда отчетливо и коррелируются с трудом. Кратковременное существование гидросети (10–11 тыс. лет) после стаивания последнего ледника не способствовало формированию в долинах рек террасовых комплексов, анализ деформации которых дает надежные результаты при изучении молодых движений. Отсутствие осадков, время образования которых охватывает значительный отрезок геологической истории, в значительной степени затрудняет определение возраста заложения или активизации многочисленных разрывных дислокаций, развитых в регионе.

Вследствие отмеченных особенностей геологического строения изучение неотектоники в условиях Карелии возможно только на основе комплексного использования морфометрических, геоморфологических, геологических и геофизических данных с учетом истории геологического развития и эволюции земной коры региона, начиная с докембрия, и широких сопоставлений с сопрыженными территориями. Среди перечисленных методов ведущее значение занимает структурно-геоморфологический анализ рельефа.

Применение комплексных данных преследовало следующие цели: 1) выявление региональных и локальных, прямых и косвенных признаков новейших тектонических движений; 2) установле-

ние зависимости древнего и новейшего структурного планов, глубинного строения и рельефа.

Анализ материалов магнито-гравитаразведки (ГСЗ) проводился с целью установления геофизических характеристик структур фундамента и разрывных нарушений, связи геофизических аномалий с орографическими и гидрографическими элементами рельефа и возможной связи новейшего структурного плана и глубинного строения.

Изучение геологических данных проводилось в двух направлениях: 1) выявление особенностей строения древних тектонических структур и разломов фундамента, условий их формирования с целью установления характера проявления в новейшей структуре и выявления степени унаследованности; 2) анализ стратиграфии, пространственного положения и мощности главных генетических типов четвертичных отложений для выяснения направленности новейших движений.

Структурно-геоморфологические исследования включали следующие группы методов.

1. Морфографическое и морфометрическое изучение рельефа на основе анализа топографических материалов (анализ пространственного положения, планового очертания и гипсометрических отметок главных орографических комплексов, регионального и локального планов гидросети и простираания речных долин, продольных профилей рек, составления карт морфоизогипс и базисных поверхностей).

2. Изучение на основе анализа топокарт и дешифрования аэрофотоснимков линеаментов и мегатрещиноватости с составлением карт роз-диаграмм и интенсивности проявления (плотности) линеаментов.

3. Структурно-геоморфологическое дешифрирование аэрофотоматериалов.

4. Полевые геоморфологические исследования.

Приемы использования различных методов при изучении неотектоники и морфоструктур освещены в работах многих авторов (Николаев, 1962; Волков, 1964; Мешеряков, 1965; Гольбрайх и др., 1968; Можаяев, 1970, 1973, и др.), в обобщающих сводках по использованию аэрофотоматериалов и структурно-геоморфологических методов при геологопоисковых работах (Структурно-геоморфологические исследования..., 1967; Методические указания..., 1968; Аэрометоды..., 1971, и др.).

Многочисленная литература по использованию различных методов сведена в специальный библиографический справочник (Зятькова, Запорожченко, 1969).

На основе полученных результатов были установлены комплексные признаки, с помощью которых намечены главные черты новейшего структурного плана, выделены новейшие структуры

разного типа и порядка и оконтурены зоны с разной направленностью движений.

Г л а в а 1

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СТРУКТУРА КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА

Докембрийский кристаллический фундамент в современном эрозионном срезе представляет собой сложное гетерогенное образование, обусловленное сочетанием структурных форм и магматических комплексов, образовавшихся в результате проявления нескольких тектоно-магматических циклов развития в докембрии и претерпевших несколько этапов метаморфизма. В ходе развития ранее созданные структурные формы нередко либо полностью, либо частично подверглись переработке. Вследствие глубокого эрозионного среза докембрийских образований на современной поверхности широко развиты обширные поля гнейсогранитов, тогда как осадочно-вулканогенные комплексы сохранились, и далеко не везде, в виде узких полос и пятен в наиболее погруженных частях некогда существовавших прогибов. В сочетании эти факторы создают сложную геологическую обстановку, поэтому многие вопросы стратиграфии и тектоники докембрия не могут быть пока решены однозначно и разными исследователями трактуются по-разному. Однако, несмотря на эти трудности, в настоящее время проведено обобщение большого фактического материала, позволяющее проследить главные этапы развития земной коры в докембрии на территории Карелии и выявить основные особенности структур.

А. Главные черты тектонического строения

Докембрийский кристаллический фундамент территории Карелии сформировался в результате двух крупных этапов развития земной коры в докембрии – архейского и протерозойского, структурно-геологические комплексы которых выделяются соответственно в две главные структурные единицы: Беломорский

блок (архейский этап развития) и Карельскую зону карелид (протерозойский этап).

На территории Карелии наиболее широкое площадное развитие имеют архейский и протерозойский комплексы осадочно-вулканогенных и магматических пород, претерпевших глубокий метаморфизм.

Архейский комплекс пород хорошо сохранился в пределах Беломорского блока, представляющего собой крупный массив, разделяющий Кольскую и Карельскую зоны карелид. На территории Карелии расположена юго-западная часть Беломорского блока. Центральная часть скрыта водами Белого моря, а юго-восточная перекрыта осадочным чехлом Русской плиты. Границей Беломорского блока с Карельской зоной карелид на большей части протяжения является глубинный разлом, который документируется как геологическими, так и геофизическими данными (Шуркин, 1968; Цирульникова, Сокол, 1968, и др.). В пределах Карелии Беломорский блок сложен глубоко метаморфизованными гнейсами и гнейсо-гранитами.

В настоящее время среди исследователей нет единого мнения относительно структуры и стратиграфии комплексов, составляющих Беломорский блок. Не вдаваясь в подробности дискуссии относительно структурного положения и стратиграфии беломорид результаты которой достаточно подробно изложены в работах ряда исследователей, отметим только, что существует две группы представлений на структуру Беломорского блока. По мнению одних исследователей, породы беломорского комплекса залегают моноклинально с падением на северо-восток, являясь крылом синклинали, ось которой расположена в Кандалакшском заливе; по мнению другой группы, Беломорский блок имеет сложное складчатое строение. В зависимости от взгляда на внутреннюю структуру Беломорского блока находится и количество стратиграфических подразделений, выделяемых в этом районе (Шуркин и др., 1962; Шуркин, 1968; Стенарь, 1972, и др.).

В настоящей работе использована тектоническая схема Беломорского блока, разработанная в результате комплексных исследований Института геологии Карельского филиала АН СССР (Этапы тектонического развития..., 1973). Согласно этой схеме, беломорский комплекс на территории Карелии разделяется на три свиты: керетскую, представленную биотитовыми эпидот-биотитовыми гнейсами и гнейсо-гранитами; хетоламбинскую, сложенную преимущественно гранат-биотитовыми, амфиболовыми, биотитовыми гнейсами и амфиболитами; и чупинскую, в составе которой отмечаются преимущественно гранат-биотитовые и глиноземистые гнейсы. Пространственное положение свит свидетельствует о сложном складчатом строении Беломорского блока. Основу тектонического строения составляют крупные

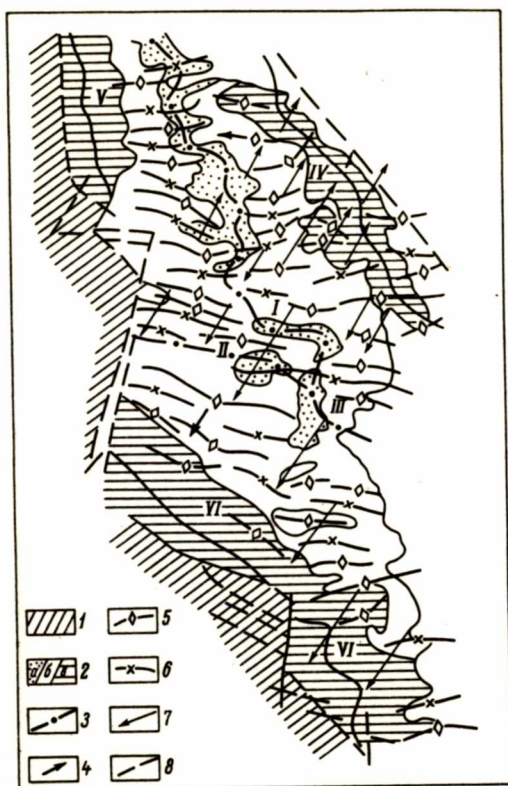


Рис. 1. Схема тектонического строения беломорид Западного Беломорья (по М.М.Стенарю, 1972).

1 - протерозойский комплекс пород; 2 - архейский (беломорский) комплекс: а - чупинская свита, б - хетоламбинская свита, в - керетская свита; 3 - оси синклиналиев беломорид (I - Лохского, II - Кумозерского, III - Беломорского); 4 - оси антиклиналий беломорид (IY - Приморского, Y - Западного, Y1 - Шуерецкого); 5 - оси антиклинальных складок субширотного направления; 6 - оси синклинальных складок; 7 - оси протерозойских складок; 8 - разломы.

синклиналии и антиклиналии общего северо-западного простирания, внутренняя структура которых в значительной степени усложнена серией поперечных складок субширотного простирания. В результате сформировалась тектоническая структура, представляющая сочетание мульдобразных и куполовидных форм,

имеющих сложное линейно-складчатое внутреннее строение. Складчатая система беломорид усложнена наложенными складками протерозойского возраста субмеридионального, северо-восточного и северо-западного простираний, среди которых наиболее отчетливо проявлены складки северо-восточного направления (рис. 1).

Складчатые структурные формы беломорид усложнены многочисленными разломами и расколами, с которыми связаны интрузии основных и кислых пород и тела слюдоносных пегматитов, а также зоны дробления и милонитизации.

Таким образом, в современном эрозионном срезе тектоническое строение Беломорского блока определяется сочетанием структурных элементов архейского и протерозойского этапов тектогенеза.

Протерозойский комплекс, широко развитый на территории Карелии, образует карельскую зону карелид. В строении карелид выделяется три структурных яруса: нижний, средний и верхний. Нижний ярус, сложенный архейскими гнейсо-гранитами и гнейсами, является фундаментом карелид. В строении среднего яруса участвуют нижнепротерозойские сложно дислоцированные и глубоко метаморфизованные комплексы, которые разделяются на два отдела: лопский (нижний отдел) и сумийский (верхний отдел). Отложения лопского отдела (гимольская, сортавальская, парандовская, ириногорская серии) представлены толщами вулканогенных пород основного и кислого состава, терригенными осадками и железистыми кварцитами. Строение сумийского отдела (тунгудская, ладожская, большезерская и хирвинаволокская серии) обусловлено наличием толщ вулканитов основного, реже кислого, состава и терригенных сланцевых образований.

Верхний структурный ярус образован вулканогенно-осадочными комплексами среднего протерозоя, в строении которых выделяются три отдела: сариолий, ятулий, суйсари (Кратц, 1963). Объем среднего протерозоя в настоящее время является дискуссионным. По данным ряда исследователей (Соколов, Галдобина и др., 1971), сариолийские существенно терригенные толщи и верхнесумийские вулканиты тесно связаны между собой постепенными переходами, образуют единые тектонические структуры, сформированные в единую тектоническую фазу, и могут быть отнесены к нижнему протерозою, а разрез среднего протерозоя в таком случае следует начинать с ятулия.

Относимые ранее к верхнему протерозою иотнийские кварцито-песчаники Прионежья также включаются в состав среднего протерозоя в качестве самостоятельного отдела (вепсий).

Тектоническая структура карелид сформировалась в результате проявления нескольких периодов складчатости, которые сопровождались магматизмом и глубоким метаморфизмом пород кристаллического фундамента: ребольского (середина нижнего протерозоя), селецкого (конец нижнего протерозоя) и шуйского (средний протерозой).

Современное тектоническое строение фундамента обусловлено сочетанием структурных элементов всех трех периодов складчатости.

Структуры ребольского периода наиболее отчетливо фиксируются в Западной Карелии, где образуют серии складок, простирающиеся которых меняется от субмеридиональных на юге территории до северо-восточных на севере, а также обширные зоны рассланцевания и гнейсоватости субмеридионального простираения.

Структуры селецкого периода складчатости развиты преимущественно в Северной, Центральной и Южной Карелии. Они образуют несколько ветвей, простирающиеся которых меняется от северо-западного до запад-северо-западного, и опоясывают блоки кристаллического фундамента, преимущественно сложенные гнейсо-гранитами и глубоко метаморфизованными осадочно-вулканогенными комплексами. В пределах этих блоков, хотя и подвергшихся воздействию селецких движений, частично или полностью сохранился древний структурный план (рис. 2). Выделяется несколько различных по размеру блоков. Наиболее крупными из них являются Восточно-Финляндский, Беломорский и Восточно-Онежский. Селецкие структуры представлены серией разнорядковых линейных изоклинальных складок. С тектоническими движениями селецкого периода связано заложение зон глубоких разломов, наиболее крупная из них сопряжена с границей Беломорского блока. В целом намечаются две группы разломов, отличающиеся по простираению: субмеридиональные, северо-северо-восточные и северо-западные, запад-северо-западные (Лазарев, 1971, 1973).

По данным К.И.Хейсканена, структуры сумийско-сариольского комплекса разделяются на два типа: линейные синклинали, преимущественно развитые в Центральной Карелии, и синклинории, расположенные в виде полосы, пересекающей всю Восточную Карелию. Структуры имеют северо-западное простираение. Формирование этих структур связано с образованием в конце нижнего протерозоя на территории Карелии обширных сводовых поднятий и межсводовых прогибов, сопряженных с системой глубоких разломов северо-западного и меридионального простираений, разбивших консолидированный к тому времени кристаллический фундамент на блоки. В результате сформировались линейные асимметричные приразломные синклинали и антиклинали, приуроченные к разломам и грабенам сводовых частей поднятий, и

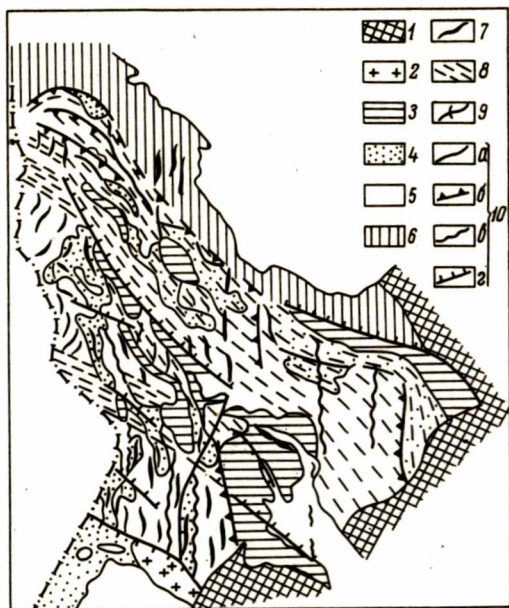


Рис. 2. Схема тектонического строения Карелии в протерозое (по Ю.И.Лазареву, 1973).

1 – палеозойский чехол; 2 – граниты рапакиви; 3 – среднепротерозойские комплексы; 4 – нижнепротерозойские комплексы; 5 – гнейсы и гнейсо-граниты архея (?) – фундамент карелид; 6 – беломорский комплекс; 7 – область развития и простиранья ребольских структур; 8 – область развития и простиранья селецких структур; 9 – участки переработки ребольских структур селецкими движениями; 10 – главные зоны разломов разного времени заложения: а – ребольские, б – раннеселецкие, в – позднеселецкие зоны рассланцевания и дробления, г – среднепротерозойские.

широкие мульдоподобные структуры с пологим падением крыльев сопряженные с областями межсводовых прогибов (Этапы тектонического развития..., 1973).

Основные черты структурного плана, возникшего на территории Карелии в среднем протерозое в результате проявления шуйского (по К.О.Кратцу), или кондопожского (по В.А.Соколову), периода тектогенеза, определяются новой тенденцией развития земной коры, заложившейся в конце нижнего протерозоя. Главные черты структурного плана обусловлены движением по

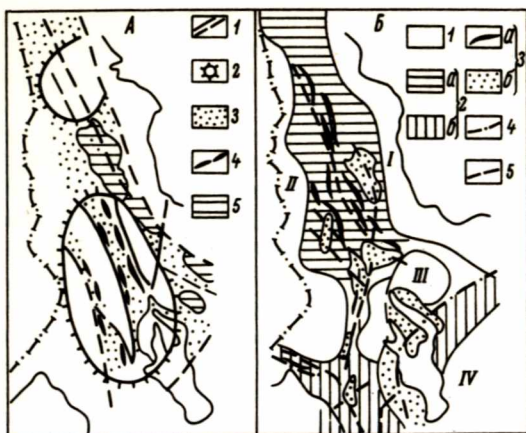


Рис. 3. Схемы тектонического строения Карелии в конце нижнего и в среднем протерозое.

А - сумийско-сариолийский комплекс (по К.И.Хейсканену, 1973): 1 - главные зоны разломов, 2 - контуры сводовых поднятий, 3 - область межсводовых погружений, 4 - зоны развития линейных синклиналей, 5 - зона развития мульдоподобных структур. Б - средний протерозой (по В.А.Соколову, 1973): 1 - блоки и выступы с преобладанием поднятий (1 - Беломорский, II - Восточно-Финляндский, III - Северо-Онежский, IV - Восточно-Онежский); 2 - зоны преобладающих погружений: а - Карельская, б - Южно-Карельская; 3 - участки развития ятулийских структур разного типа: а - линейные синклинали, б - наложенные мульды; 4 - оси конседиментационных тектонических депрессий; 5 - разломы постседиментационного этапа.

разломам блоков жесткого фундамента. В результате этих движений на территории Карелии сформировались блоки и выступы фундамента, в пределах которых среднепротерозойские отложения не сохранились, и две зоны погружений: Карельская с общим северо-западным простираем и Южно-Карельская субширотного направления (рис. 3). В пределах зон погружений наблюдаются складчатые структуры, сложенные осадочно-вулканогенными комплексами среднего протерозоя. Морфологически они разделяются на два типа: синклинальные структуры изометричной формы (наложенные мульды), развитые преимущественно в Южно-Карельской зоне погружений и по периферии Карельской зоны, и линейные синклинали (грабен-синклинали), наиболее широко развитые в центральной части Карельской

зоны погружений. Внутреннее строение этих структур усложняется серией более мелких складок и разломов (Кратц, Лаза 1961; Кратц, 1963; Соколов, 1972; Этапы тектонического развития..., 1973).

В верхнем протерозое большая часть территории Карелии представляла собой область поднятий и денудации и только в краевой части щита продолжала развиваться пограничная зона, где протекали осадконакопления и вулканизм. Эта зона была названа А.А.Полкановым (1956) „большой радиальной флексурой“. По мнению В.А.Соколова (Этапы тектонического развития..., 1973), эта зона является продолжением развития среднепротерозойской впадины (Южно-Карельской). Возникновение краевой зоны привело к обособлению Балтийского щита как самостоятельной структурной единицы. Внутреннее строение краевой зоны, имеющей общее субширотное простирание, обусловлено чередованием крупных и сложных грабенов (Беломорский, Онежский, Ладожский), в пределах которых обнаружены верхнепротерозойские осадочные и вулканогенные породы, и разделенных этими грабенами горстов, сложенных преимущественно карельскими образованиями. Структуры пограничной зоны наследуют северо-западное простирание карелид (Полканов, 1956; Кайр Хазов, 1967; Шуркин, 1968; Тихомиров, Яновский, 1970).

Структуры осадочного чехла Русской платформы на территории Карелии не наблюдаются. Палеозойские осадки обнаружены в ряде скважин на южной границе республики, но они обычно перекрыты относительно мощным чехлом четвертичных осадков и изучение их в связи с этим крайне затруднено.

Б. Основные этапы развития

В истории геологического развития кристаллического фундамента на территории Карелии возможно выделение нескольких крупных этапов, качественно существенно отличающихся друг от друга по характеру происходивших событий: архейский, протерозойский и постдокембрийский.

Архейский этап развития кристаллического фундамента на территории Карелии может быть расшифрован только в общих чертах и применительно к относительно небольшой территории, занимаемой Беломорским блоком. В архее на территории Карелии существовала активная тектоническая зона, начальные размеры которой в настоящее время неизвестны. Некоторые исследователи предполагают (Кратц, 1963; Шуркин, 1968, и др.), что породы, слагающие нижний структурный ярус карелид

представленные преимущественно гнейсами и гнейсо-гранитами, являются глубоко переработанными комплексами архейской складчатой зоны, существовавшей здесь в допротерозойское время. В пределах Беломорского блока история тектонического развития протекала в течение двух периодов. Первый период ознаменовался становлением региональных антиклинорных и синклинорных структур северо-западного простираия. Второй период относится ко времени образования системы субширотных складок, усложнивших внутреннее строение северо-западных структур. Деформация пород в архейский этап происходила в условиях высоких температур и давлений, сопровождалась глубоким метаморфизмом, мигматизацией пород, внедрением кислых и основных интрузий и привела к относительной консолидации архейских комплексов. Однако окончательное становление Беломорского блока как жесткого массива произошло уже в протерозойский этап тектонического развития, когда в беломоридах наряду с системой наложенных протерозойских складок, среди которых наиболее отчетливо прослеживаются складки северо-восточного простираия, существенную роль стали играть многочисленные расколы и разломы (Стенарь, 1972).

Протерозойский этап развития связан с существованием и эволюцией Карельской геосинклинали. Формирование карелид произошло в результате проявления двух крупных периодов карельской складчатости: ребольского и селецкого. Ребольский период тектогенеза распадается на ряд фаз. Причем региональный структурный план субмеридиональных и северо-восточных структур сформировался в ранние фазы, тогда как в поздние возникли протяженные, но относительно узкие зоны сланцеватости, гнейсовидности и реже наложенной складчатости преимущественно субмеридионального и северо-западного простираия. Селецкий период является завершающим в развитии Карельской геосинклинали. Тектонические движения этого периода также распадается на ряд фаз. Причем, как и в ребольский период определяющими для регионального структурного плана были ранние фазы. В результате селецкого периода развития сформировался современный структурный план карелид, который представляет собой сочетание блоков фундамента с сохранившимися и частично переработанными древними структурами и разделяющими их полосами, в пределах которых развиты селецкие структуры. Отличительной особенностью селецкого периода развития является заложение глубинных зон разломов, разделивших фундамент на ряд блоков с разной структурно-фациальной обстановкой и контролировавших проявление магматизма (Лазарев, 1971, 1973).

В среднем протерозое развитие кристаллического фундамента происходило в качественно новых условиях, связанных с коренной перестройкой тектонического режима. Тектонические дви-

жения ранних этапов, сопровождавшиеся интенсивной дислокацией, преимущественно пликативного характера, и глубоким метаморфизмом пород, сменились блоковыми движениями жесткого консолидированного фундамента. Эти движения привели к образованию новых структур на границе нижнего и среднего и в среднем протерозое (сумийско-сарийские и ятулийские структуры). В становлении этих структур отчетливо выделяются конседиментационные и постседиментационные стадии развития.

В конце нижнего протерозоя на территории Карелии заложились и частично активизировались ранее сформировавшиеся зоны глубинных разломов преимущественно северо-западного, реже субмеридионального и северо-восточного простираний, разчленивших фундамент на ряд структурно-фациальных зон, среди которых выделяются консолидированные блоки (Беломорский, Восточно-Финляндский) и Карельская зона активизации фундамента. В пределах зоны активизации возникли сводовые поднятия, усложненные осевыми компенсационными грабенами, и межсводовые погружения. Движения по разломам сопровождались интенсивным вулканизмом и осадконакоплением. В это время в грабенах заложились линейные флексуобразные синклинали, пространственное положение которых контролировалось разломами, а в межсводовых понижениях — широкие мульдообразные структуры. Постседиментационные движения по разломам привели, по-видимому, к распаду сводовых поднятий на блоки, преобразованию линейных синклиналей в грабен-синклинали и односторонние грабены, а в пределах мульд — к формированию систем пологих брахискладок. Дальнейшее усложнение этих структур произошло в результате проявления движений кондопожского этапа тектогенеза (Хейсканен, 1973).

✓ Кондопожский период тектогенеза также характеризуется существенным влиянием дифференцированных движений блоков кристаллического фундамента. Конседиментационная стадия развития распадается на ряд фаз, каждая из которых отличается определенным ритмом движений. В начале фаз отмечается общая тенденция к погружению с формированием трансгрессивных осадочных серий, в конце — преобладание поднятий и проявление вулканизма.

В ходе среднепротерозойских тектонических движений по разломам на территории Карелии возник структурный план, обусловленный наличием блоков земной коры разного порядка, одни из которых испытывали устойчивое поднятие (Беломорский, Ботнический, Северо-Карельский, Северо-Онежский), другие — погружение; к ним приурочены обширные тектонические впадины север-северо-западного (Карельская) и субширотного (Южно-Карельская) простираний, в пределах которых происходило накопление осадочно-вулканогенных толщ и формирование более

мелких складчатых структур. При этом отмечается одна закономерность в строении ятулийских структур. На относительно консолидированных блоках земной коры сформировались изометричные складчатые структуры („наложенные мульды“), на мобильных участках — линейные синклинальные складки. Постседиментационная стадия развития привела к преобразованию ятулийских складчатых структур в результате движений по разломам северо-западного простирания (Соколов, 1972, 1973).

В течение среднего протерозоя произошла окончательная консолидация земной коры и завершился переход к новому, платформенному тектоническому режиму территории Карелии.

В начале верхнего протерозоя территория Карелии представляла собой область преобладающих поднятий и денудации и являлась частью единой Фенно-Сарматской платформы. В это время происходят интенсивная денудация и выравнивание поверхности кристаллического фундамента, формирование „протопенепплена“ (по С.С.Коржуеву) и сопряженных с ним кор выветривания, обнаруженных в южной части территории под палеозойским осадочным чехлом (Галдобина, 1967).

В середине верхнего протерозоя Балтийский щит обособляется как самостоятельная структурная единица в теле Восточно-Европейской платформы. Тогда же возникла сложно построенная зона общего субширотного простирания. В пределах этой зоны произошло обновление разломов преимущественно субширотного и широтного, реже северо-западного простираний. С движениями по разломам были связаны формирование тектонических депрессий (грабенов) общего северо-западного простирания и разделяющих их поднятий и активная вулканическая и магматическая деятельность. Движения по разломам привели к дифференциации движений во внутренних районах щита, вследствие чего появились различия в строении Карельской и Кольской зон карелид. По периферии щита в это время заложились крупные грабены (Беломорский, Ладожский, Онежский), продолжавшие развиваться в течение последующих геологических эпох вплоть до настоящего времени (Полканов, 1956; Новикова, 1964; Шуркин, 1968, и др.). В конце верхнего протерозоя оформилась главная особенность тектонического режима щита — общая тенденция к поднятию, на фоне которого проявились колебательные движения.

В течение палеозоя территория Карелии, как и весь Балтийский щит, развивалась в условиях платформенного режима. Большая часть территории продолжала испытывать устойчивое поднятие, которое сопровождалось интенсивной денудацией пород кристаллического фундамента. Отсутствие на территории Карелии палеозойских осадков не дает возможности расшифровать особенности тектонического режима в это время. Можно только

предполагать, на основе материалов по смежным территориям, что движения имели колебательный характер и краевая часть щита, по крайней мере в нижнем кембрии, ордовике, среднем верхнем девоне и карбоне, в результате усиления нисходящих движений покрывалась морем. Граница распространения осадочного чехла, образовавшегося в результате этих трансгрессий, располагалась, по-видимому, значительно севернее по сравнению с ее современным положением (Атлас..., 1968). Тектонические движения привели к омоложению старых и появлению новых разрывных нарушений в северной части района — преимущественно северо-западного направления, в южной — субширотного и меридионального. В северной части, в районе Белого моря сформировалась мощная зона разломов, с которыми связаны многочисленные дайки, трубки взрыва и эруптивные брекчии Кандалакшского залива (Шуркин, 1968). В южной части, как показали исследования в районе Онежского озера, происходили дифференцированные колебательные движения блоков фундамента (Вигдорч и др., 1967а).

Вся последующая история развития территории Карелии в мезозое и кайнозое протекала в условиях преобладающих поднятий, сопровождающихся радиальными движениями отдельных глыб и блоков фундамента по долго живущим зонам разломов.

Некоторые особенности развития территории Карелии можно восстановить на основе анализа кор выветривания, однако такие находки немногочисленны и степень их изученности ограничена. На территории Балтийского щита известны многочисленные доледниковые коры химического выветривания, большая часть их обнаружена на Кольском полуострове, значительно меньше на территории Карелии. Большинство исследователей время образования этих кор относят к мезозойско-палеогеновому или палеогеновому возрасту (Никонов, 1968; Арманд и др., 1969; Стрелков, 1972, 1973; Кошечкин, Стрелков, 1974, и др.). По мнению С.А.Стрелкова (1973), в течение мезозоя и в начале палеогена существовали благоприятные условия для формирования кор выветривания на Балтийском щите. Ю.А.Мешеряков (1965) выделяет следующие фазы выравнивания и эрозионного врезания на Русской равнине: фазы выравнивания произошли в верхней юре-первой половине мела, в палеогене, в миоцен-плиоцене и в верхнем плиоцене; фазы врезания на границе мела и палеогена, в конце палеогена-начале миоцена, в конце плиоцена и в четвертичном периоде. Наиболее продолжительные фазы выравнивания произошли в мезозое и палеогене. Отмечается также резкое сокращение во времени фаз выравнивания к началу кайнозоя. Не исключено, что аналогичная закономерность проявилась и на территории Балтийского щита. Без сомнения, крупные этапы относительной стабилизации движений и выравнивания (мезозойский и палеогеновый) оставили следы и на территории щита.

В результате длительного и сложного развития земной коры на территории Карелии сложились определенные черты структурного плана и установился тектонический режим, оказавший существенное влияние на особенности и характер новейшей тектоники.

Таким образом, каждый из тектонических этапов создал специфические черты тектонического строения.

1. В архее и нижнем протерозое сформировались осадочно-вулканогенные и магматические комплексы, которые в результате неоднократного проявления тектогенеза были глубоко метаморфизованы и сильно дислоцированы. Глубокий метаморфизм сопровождался мигматизацией и гранитизацией, которые наиболее сильно проявились в антиклинальных зонах. Заложились зоны глубинных разломов.

2. В конце нижнего и в среднем протерозое проявились качественно новые черты тектонического режима — движение жесткого кристаллического фундамента по разломам:

3. В ходе протерозойского этапа развития в результате смены направления полей напряжения сформировались разнонаправленные структурные элементы. Ориентировка структурных элементов менялась в разные периоды тектогенеза, но в целом они концентрируются по определенным предпочтительным направлениям и группируются в две системы: ортогональную (субширотного и субмеридионального простираний) и диагональную (северо-западного и северо-восточного простираний). Результатом проявления докембрийского тектогенеза явилось также появление серии ослабленных зон разного порядка (метаморфическая полосчатость, кристаллизационная сланцеватость и гнейсовидность, зоны дробления и лимонитизации, расколы, разломы, зоны глубинных разломов). Вследствие предпочтительной ориентировки этих зон в пределах двух систем они (зоны) становились либо долго живущими на протяжении длительного времени, либо неоднократно приоткрывались, пассивно реагируя на усиление тектонических движений.

4. Верхний протерозой знаменуется установлением платформенного режима, отчленением щита в самостоятельную структурную единицу, появлением по периферии крупных сложных грабенов, формированием древней денудационной поверхности („протодемпла“), завершением становления трещинно-блоковой структуры кристаллического фундамента, оказавшей существенное влияние на современный рельеф.

5. В палеозое территория Карелии продолжала испытывать поднятие, на фоне которого происходили колебательные движения. По периферии щита происходили интенсивные блоковые движения. По-видимому, в это время завершилось морфотектоническое обособление Кольской и Карельской зон карелид.

6. Мезозой и начало палеогена знаменуются завершением формирования доледниковых кор химического выветривания и пенеплена, сдеформированного впоследствии в ходе новейшего тектонического этапа развития.

Г л а в а 2

РЕЛЬЕФ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПОКРОВ

Основные особенности рельефа и четвертичного покрова территории Карелии определяются тем, что эта территория расположена с одной стороны в области длительных поднятий и денудации, а с другой – в пределах развития четвертичных материковых оледенений. Поэтому современный рельеф представляет собой сложное сочетание форм денудационно-тектонического рельефа и форм ледниковой, водно-ледниковой, озерной и морской аккумуляций и абразии. В строении разреза четвертичного покрова ведущая роль принадлежит ледниковым и водно-ледниковым осадкам, менее широко развиты отложения поздне- и послеледниковых водоемов. В связи с тем что территория Карелии расположена в области преобладающей ледниковой денудации, здесь развит относительно маломощный покров (до 10 м) а в строении разреза принимают участие только верхнечетвертичные отложения. Исключение составляют отдельные участки, преимущественно сосредоточенные в южных районах республики где четвертичный покров имеет сложное многочленное строение а мощность его возрастает до 150 м.¹

А. Главные черты рельефа

Основные особенности рельефа Карелии определяются формой поверхности кристаллического фундамента, которая обусловлена, с одной стороны, широким развитием древних денудацион-

¹ В главе дано описание региональных особенностей рельефа и четвертичных отложений. Характеристика морфоструктурных и морфоскульптурных особенностей отдельных районов Карелии приводится при описании новейших структур.

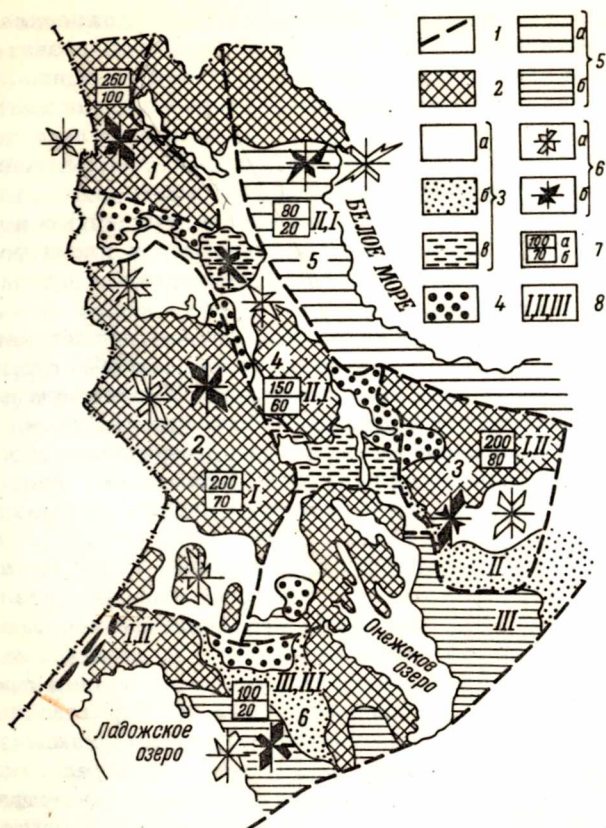


Рис. 4. Схема районирования Карелии по строению рельефа и четвертичного покрова (составлена с использованием данных Г.С.Бискэ, И.В.Барканова, И.М.Экмана).

1 - граница районов: Северо-Карельского (1), Западно-Карельского (2), Восточно-Карельского (3), Центрально-Карельского (4), Прибеломорского (5), Южно-Карельского (6); 2 - участки преобладающего развития денудационно-тектонического рельефа; 3 - моренные равнины: а - не скрывающие форм дочетвертичной поверхности, б - полностью скрывающие, в - частично абра- дированные; 4 - участки развития наиболее крупных флювиогля- циальных комплексов; 5 - аккумулятивные и абразионные равни- ны: а - морские, б - озерные; 6 - сводные розы-диаграммы ориентировки: а - мегатрещиноватости, б - речных долин; 7 - усредненные гипсометрические показатели: а - абсолютных отметок поверхности водоразделов, б - относительной расчле- ненности рельефа; 8 - типы разрезов четвертичного покрова.

ных поверхностей выравнивания, срезающих сложноскладчатые докембрийские комплексы, а с другой – хорошо развитой системой трещин и расколов. В совокупности эти особенности строения форм денудационно-тектонического рельефа создают облик орографии и гидрографии Карелии. Крупные и мелкие водоразделы имеют плоскую вершинную поверхность, прямолинейные контуры. По очертанию в плане водоразделы распадаются на две группы: линейные, представляющие собой вытянутые возвышенности, и близкие к изометричным, имеющие в плане форму параллелограмма, стороны которого ориентированы преимущественно на север и северо-запад.

Речные долины обычно в плане имеют прямолинейные очертания и резкие, почти под прямым углом, изгибы русла. В поперечном разрезе долины нередко имеют V-образную форму. Озерные котловины в подавляющем большинстве также отчетливо линейны. В целом расположение и ориентировка орографических и гидрографических элементов подчеркивают блоковую структуру кристаллического фундамента

(Бискэ, 1959, 1961; Бискэ, Лукашов, 1970; Лак, Лукашов, 1972; Лукашов, 1972).

В строении рельефа Карелии отмечается вертикальная и горизонтальная зональность. Вертикальная зональность обусловлена наличием трех ступеней в рельефе на определенных гипсометрических уровнях, каждая из которых характеризуется определенными морфографическими, морфометрическими и геоморфологическими характеристиками в зависимости от структурных особенностей фундамента. Горизонтальная зональность обусловлена пространственным положением районов, в пределах которых преобладает определенная генетическая категория рельефа (рис. 4).

Верхний ярус рельефа имеет абсолютные отметки от 250–300 м в Северо-Карельском до 200–250 м в Западно-Карельском и Восточно-Карельском районах. В рельефе районы развития верхнего яруса являются вершинными поверхностями с преобладающим развитием форм денудационно-тектонического рельефа. В пределах этих трех районов речные долины имеют преимущественно прямоугольный план с ориентировкой

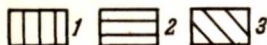
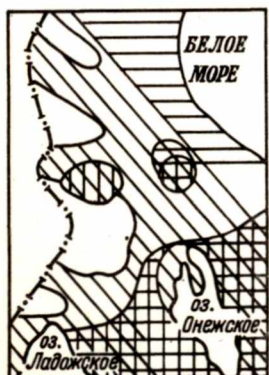


Рис. 5. Схема размещения зон интенсивного проявления мегатрещиноватости.

Мегатрещиноватость: 1 – меридионального, 2 – субширотного и северо-восточного, 3 – северо-западного простираний.

в северо-западном и северо-восточном направлениях. Мегатрещиноватость также имеет два направления с некоторым преобладанием северо-западных простираний в Северо-Карельском и Западно-Карельском и северо-восточных - в Восточно-Карельском районах.

Как видно на схеме зон интенсивного проявления мегатрещиноватости (рис. 5), Северо-Карельский и Западно-Карельский районы представляют собой жесткие блоки с минимальной мегатрещиноватостью, рассекаемые узкими зонами интенсивного проявления последней, в пределах которых преобладающими являются мегатрещины северо-западного простирания. Восточно-Карельский район - зона интенсивного проявления мегатрещиноватости трех направлений.

Морфоскульптура в пределах верхнего яруса представлена небольшими по площади, разбросанными моренными равнинами, приуроченными к структурно-денудационным понижениям рельефа. В связи с малой мощностью покрова четвертичных осадков рельеф равнин целиком зависит от строения поверхности кристаллических пород.

Средний ярус рельефа имеет абсолютные отметки до 150 м, средняя расчлененность рельефа достигает 60 м. Средний ярус расположен в центральной части Карелии в пределах Центрально-Карельского района. Характерной особенностью этого района является наличие здесь крупных озерных котловин (Топозеро, Пяозеро, Куйто, Сегозеро, Выгозеро и др.). План гидросети - параллельный, ориентировка речных долин - отчетливо северо-западная. К среднему ярусу приурочена зона интенсивного проявления мегатрещиноватости северо-западного простирания (рис. 5). Рельеф сложный, обусловленный сочетанием участков денудационно-тектонических форм и форм ледниковой, водно-ледниковой и озерной аккумуляций. Характерной особенностью морфоскульптуры этого района является широкое развитие здесь флювиогляциальных комплексов (рис. 6а, б). Анализ ориентировки озовых гряд показал их предпочтительное простирание в северо-западном направлении (рис. 6, г).

Нижний ярус рельефа пространственно приурочен к краевой части территории (Беломорский и Южно-Карельский районы). Для нижнего яруса характерно широкое развитие озерных и морских равнин (рис. 6, в). Беломорский район охватывает Карельский и Поморский берега Белого моря. Абсолютные отметки в этом районе не превышают 100 м, относительные - 20 м. В рельефе Беломорский район выражен обширной заболоченной низиной, имеющей наклон в сторону котловины Белого моря. Отмечается также снижение абсолютных отметок с северо-запада на юго-восток. В северной части, наиболее приподнятой, широко развиты денудационно-тектонические формы

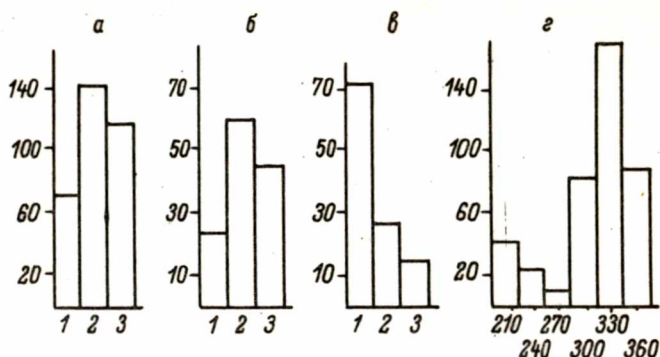


Рис. 6. Гистограммы распределения аккумулятивных комплексов по ярусам рельефа.

а – количество озовых гряд, б – камовые комплексы (в % к общей площади камов), в – озерные, озерно-ледниковые и морские равнины (в % к общей площади равнин), г – количество озовых гряд по разрядам направлений. 1 – нижний ярус (Беломорский, Южно-Карельский районы); 2 – средний ярус (Центрально-Карельский район); 3 – верхний ярус (Северо-Карельский, Западно-Карельский, Восточно-Карельский районы).

рельефа, в центральной и южной частях – абразионные и аккумулятивные равнины, усложненные комплексом террас и береговых валов, ледниково-озерного и морского происхождения. Беломорский район является зоной интенсивного проявления мегатрещиноватости северо-восточного и субширотного простираний, в соответствии с простиранием мегатрещиноватости находится ориентировка речных долин, имеющих параллельный план

Южно-Карельский район имеет более сложное строение. Главные черты рельефа определяются наличием здесь обширных и сложно построенных котловин Ладожского и Онежского озер и разделяющих их водоразделов. Абсолютные и относительные отметки колеблются в широких пределах. Однако в среднем они не превышают соответственно 100 и 20 м. Южно-Карельский район является зоной интенсивного проявления мегатрещиноватости трех направлений: северо-западного, субмеридионального и субширотного. Здесь развит сложный прямоугольно-диагональный план гидросети. Направление речных долин соответствует направлению мегатрещин. Рельеф этого района представляет собой сочетание участков денудационно-тектонических и ледниковых форм с абразионными и аккумулятивными равнинами озерно-ледниковых и озерных водоемов. Характерной особенностью

рельефа Южно-Карельского района является наличие здесь краевых аккумулятивных комплексов.

Б. Строение четвертичного покрова

Четвертичный покров Карелии имеет крайне неоднородное строение, обусловленное, с одной стороны, колебаниями мощности осадков, с другой – различием состава слагающих разрез покрова комплексов и неравномерным распределением по площади отдельных генетических типов четвертичных образований.

Основные особенности четвертичных осадков связаны с неоднократными материковыми оледенениями, покрывавшими территорию Карелии в плейстоцене. В составе четвертичных отложений преобладают ледниковые, флювиогляциальные, ледниково-озерные, в меньшей степени морские комплексы. В пределах Карелии пользуются повсеместным распространением и представлены отложения двух отделов: плейстоцена и голоцена. На большей части территории развиты только верхнеплейстоценовые и голоценовые осадки. На ограниченных участках, преимущественно в южных районах республики, в последние годы в глубоких погребенных тектонических депрессиях были встречены отложения, относимые рядом исследователей к нижнему и среднему плейстоцену (Экман, 1968; Апухтин и др., 1967; Вигдорчик и др., 1964). Согласно данным И.М.Экмана, наиболее полный разрез четвертичных осадков для территории Карелии был обнаружен в Петрозаводской депрессии, где четвертичный покров достигает 123 м мощности. Здесь в основании разреза залегают озерно-аллювиальные отложения неоген-нижнечетвертичного (?) возраста, перекрывающие кору выветривания пород кристаллического фундамента. Мощность аллювиально-озерной толщи колеблется в пределах 26–27 м. Далее вверх по разрезу следует чередование ледниковых и межледниковых комплексов нижнего, среднего и верхнего плейстоцена. К нижнему плейстоценовому возрасту отнесена морена окского оледенения мощностью 1,6–18 м, представленная главным образом валунными глинами и суглинками. К среднему плейстоцену в Южной Карелии отнесены два моренных горизонта днепровского и московского оледенений и два межледниковых комплекса лихвинского и одинцовского межледниковий. Моренные горизонты представлены преимущественно валунными глинами, суглинками, реже супесями. Мощность днепровских моренных комплексов колеблется от 5 до 14 м, московских – от 6 до 30 м. Межледниковые образования среднего плейстоцена представляют собой толщу, часто ритмично-слоистую, с чередованием глин, супесей и песков, содержа-

ших пресноводную диатомовую флору. Мощностъ лихвинского горизонта колеблется от 3.4 до 29 м, одинцовского — от 5 до 31 м. В составе верхнеплейстоценовых комплексов выделяются три моренных и три межморенных горизонта.

Стратиграфическое расчленение верхнеплейстоценовых комплексов на территории Карелии во многих вопросах является дискуссионным. Это относится прежде всего к определению таксонометрического ранга выделяемых горизонтов и истории развития верхнеплейстоценовых ледниковых шитов. В целом взгляды разных исследователей на стратиграфию верхнего плейстоцена Карелии разделяются на две группы. Согласно представлениям одной группы исследователей, в течение верхнего плейстоцена на территории Карелии следует выделять несколько ледниковых и межледниковых эпох: калининское, ошашковское, карельское оледенения, микулинское, молодого-шексинское, онегозерское межледниковья (Апухтин и др., 1967; Экман, 1968). По представлениям другой группы, моренные и межморенные горизонты сформировались в течение одной ледниковой эпохи (валдайской), в пределах которой намечается несколько стадий и фаз похолодания и надвигания ледникового шита и разделяющих их межстадиалов и межфациалов потепления и отступления края льда (Бискэ, 1959, 1961; Чеботарева и др., 1965, и др.). В последние годы на территории Карелии, как и в других районах Северо-Запада СССР, появились новые материалы, позволяющие выделять в верхнем плейстоцене две ледниковые эпохи, разделенные межледниковьем (Девятова, 1972).

Ледниковые горизонты, относимые к верхнему плейстоцену, представлены преимущественно валунными глинами, суглинками и песками, мощность которых колеблется в пределах от 0.5 до 30 м.

Межморенные горизонты содержат суглинки, глины, пески мощностью 14–23 м.

Флювиогляциальные комплексы, в составе которых выделяются валунники, валунные пески, галечники, средне- и тонкозернистые пески, имеют мощность в пределах 10–60 м.

Среди голоценовых осадков наиболее широко развиты озерные и морские глины, пески, супеси, мощность которых достигает в ряде случаев 14–35 м, и торфяники мощностью до 10 м.

Несмотря на крайне разнообразное сочетание в разрезах разных по генезису и возрасту комплексов, все они по общему строению и мощности слагающих их толщ могут быть объединены в три типа (рис. 7).

Согласно существующим в настоящее время данным о мощности и строении разреза четвертичного покрова (Бискэ, 1959; Барканов, 1967; Апухтин и др., 1967; Экман, 1968), на территории Карелии выделяются следующие три типа разрезов: пер-

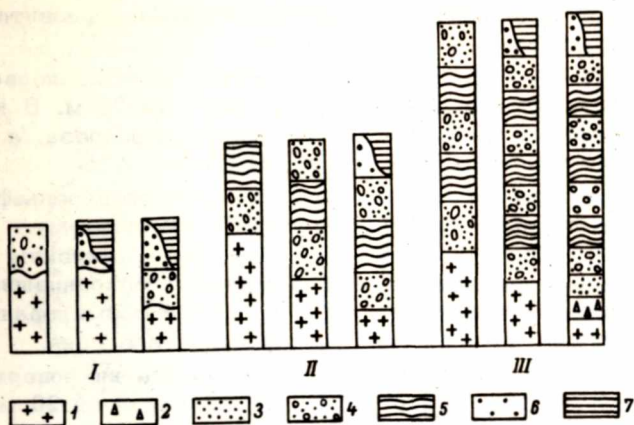


Рис. 7. Главные типы разрезов четвертичного покрова Карелии (по данным И.В.Барканова, Г.С.Бискэ, И.М.Экмана).

1 - кристаллические породы; 2 - доледниковая кора выветривания; 3 - неоген-нижнечетвертичные (?) озерно-аллювиальные осадки; 4 - ледниковые осадки (морена); 5 - межледниковые (межстадиальные) озерные и морские осадки; 6 - флювиогляциальные осадки; 7 - позднепоследледниковые озерные и морские осадки; 1-III - главные типы разрезом.

Вый имеет наиболее простое строение, когда на дочетвертичной поверхности фундамента залегает только один моренный горизонт верхнего плейстоцена, иногда в сочетании с поздне- и последледниковыми осадками; второй имеет более сложное строение, так как в строении разреза наблюдаются по крайней мере два моренных и один межморенный горизонты; третий - наиболее сложен по строению: в разрезах этого типа выделяются доледниковые аллювиально-озерные осадки, сложный комплекс ледниковых и межледниковых отложений и перекрывающие их флювиогляциальные и озерные осадки.

Сопоставление пространственного положения разных типов разреза и мощности четвертичного покрова с ярусами рельефа показало, что они находятся в определенной зависимости. В районах развития верхнего яруса (Северо-Карельский, Западно-Карельский, Восточно-Карельский) наибольшим площадным развитием пользуются разрезам первого типа (рис. 5), а мощность четвертичного покрова составляет 0-10 м. В пределах среднего яруса развиты разрезам первого и второго типов (Центрально-Карельский район); мощность четвертичного покрова колеблется в широких пределах - от 0-10 до 10-20 м. Наибо-

лее сложные сочетания наблюдаются в районах развития нижнего яруса рельефа.

В Беломорском районе отмечается наличие первого и второго типов, мощность покрова составляет 10–30 м. В Южно-Карельском районе встречаются все три типа разреза, а мощность четвертичных осадков достигает 150 м.

Таким образом, региональные особенности рельефа и четвертичного покрова Карелии сводятся к следующему.

1. Территория Карелии характеризуется широким развитием денудационной поверхности выравнивания с сохранившимися местами корами выветривания, завершение формирования которых относится, по-видимому, к середине палеогена.

2. Современные гипсометрические отметки поверхности фундамента колеблются в широких пределах – от 20 м на юге Карелии до 300–350 м на севере. В соответствии с гипсометрическим положением в рельефе наблюдаются три яруса: верхний, нижний и средний, каждый из которых имеет свои морфографические, морфометрические и геоморфологические характеристики.

3. На строение орографических и гидрографических элементов рельефа существенное влияние оказывают структурные элементы кристаллического фундамента, особенно трещинно-блоковая структура. Вследствие этого водоразделы имеют прямолинейные контуры, речные долины и озерные котловины отчетливо прямолинейны и сопряжены с простиранием мегатрещиноватости. В пределах Карелии наблюдаются три региональных плана речных долин: параллельный, прямоугольный и диагонально-прямоугольный.

4. Характер морфоскульптуры находится в зависимости от главных морфоструктур, и в пределах выделенных ярусов рельефа отмечается преобладание определенной морфоскульптуры: на верхнем ярусе преобладают моренные равнины; на среднем – моренные, частью абразированные равнины, сложно построенные флювиогляциальные комплексы; нижний ярус характеризуется широким развитием озерных и морских аккумулятивных и абразионных равнин.

5. Четвертичный покров Карелии характеризуется развитием на большей части территории только верхнеплейстоценовых и голоценовых осадков. Только в южной части территории на ограниченных участках в погребенных тектонических депрессиях наблюдается полный разрез, включающий доледниковые, нижне-, средне- и верхнечетвертичные осадки.

6. По составу слагающих разрез четвертичного покрова комплексов возможно выделение трех типов разреза. Первый тип характеризуется наличием осадков самой молодой ледниковой эпохи, второй – присутствием комплексов двух ледниковых

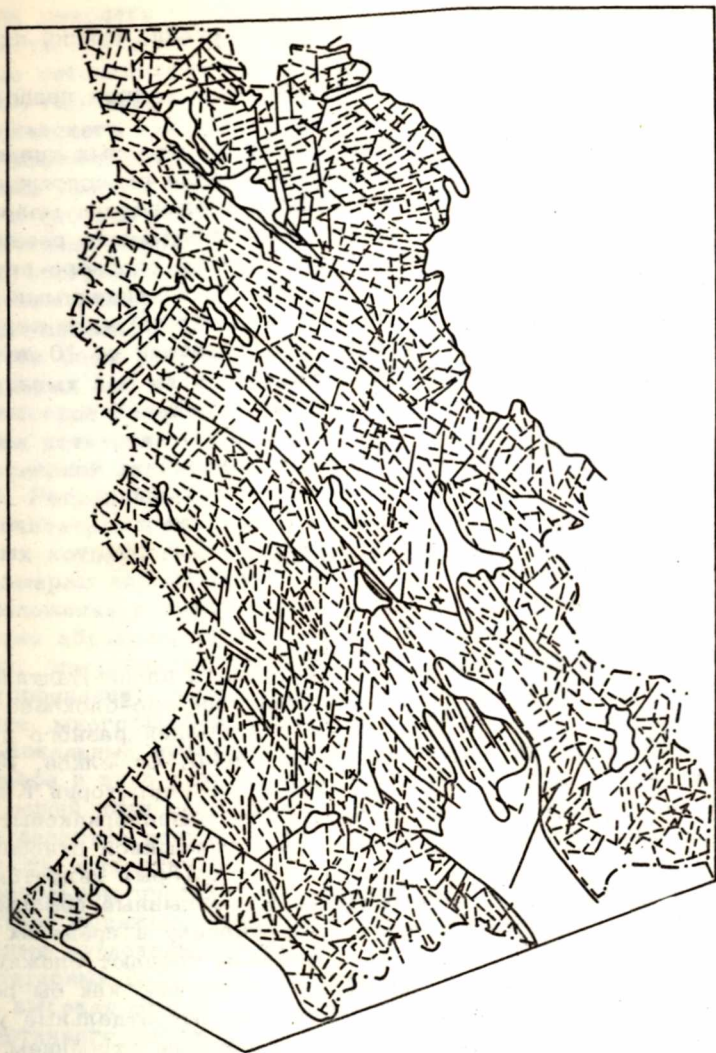


Рис. 8. Схема системы трещин кристаллического фундамента Карелии (составил А.Д.Лукашов на основе анализа топо- и аэрофотоматериалов с использованием данных по геологии и геофизике Института геологии АН СССР, СЗГТУ и ЗГТ).

и одной разделяющей их межледниковой эпохи, третий включает полный комплекс плейстоценовых осадков.

7. Каждому типу разреза соответствуют свои пределы колебаний мощности осадков.

8. Сопоставление площадного развития разных типов разреза с выделенными ярусами рельефа показало их сопряженность. На участках развития верхнего яруса наблюдается маломощный покров четвертичных осадков и преобладающее развитие первого типа разреза, на участках развития среднего яруса мощность покрова колеблется от 10 до 20 м, типичными являются разрезы первого и второго типов; нижний ярус характеризуется широким пределом колебаний мощностей от 10 до 150 м и наличием всех трех типов разреза.

Г л а в а 3

НОВЕЙШИЙ СТРУКТУРНЫЙ ПЛАН

Особенностью новейшего структурного плана Балтийского щита и отдельных его частей является глыбово-блоковое строение и широкое развитие разрывных деформаций разного порядка (Николаев и др., 1967; Кошечкин, 1969б; Стрелков, 1973, и др.). Эти особенности характерны и для территории Карелии. Новейшие структуры представляют собой разнопорядковые блоки кристаллического фундамента, перемещающиеся относительно друг друга по разломам, большая часть которых является либо долго живущими, либо возрожденными. Разрывные деформации хотя и имеют предпочтительную ориентировку в пределах диагональной и ортогональной систем, в целом создают сложную сеть трещин, расколов и разломов, образующую как бы региональный фон (рис. 8), на котором выступают отдельные участки земной коры с крупно- или мелкоблоковым строением и с разной направленностью и интенсивностью новейших движений.

А. Принципы выделения новейших структур

Выделение разнопорядковых и разнохарактерных новейших структур проводилось на основе региональных и локальных признаков новейших движений, полученных в ходе применения ком-

ексной методики исследований. При этом учитывались размеры, ложность внутреннего строения, орографическая обособленность, наличие естественных границ, совпадающих с глубинными разломами, геоморфологический облик (преобладание денудационно-тектонического или аккумулятивного рельефа), высотное положение древних денудационных поверхностей выравнивания, деформация древних береговых линий и продольных профилей рек, связь с геофизическими полями.

Региональными признаками положительных структур считались орографическая обособленность в виде сложно построенных возвышенностей, высокое гипсометрическое положение древних денудационных поверхностей выравнивания, преобладающее развитие форм денудационно-тектонического рельефа, наличие аномальных зон на продольных профилях рек по периферии структур, высокое положение береговых уровней, малая мощность покрова четвертичных осадков и наличие в разрезе только морены последней ледниковой эпохи и позднепоследлениковых отложений. Региональными признаками отрицательных структур принято считать выраженность в рельефе в виде сложных грабен, занятых котловинами обширных водоемов, в виде значительных по размерам низменностей, относительно низкое гипсометрическое положение древних поверхностей выравнивания, широкое развитие абразионных и аккумулятивных озерных и морских равнин, погребенных под толщей водных осадков или затопленных торфяников; увеличенная мощность четвертичного покрова, сложное многослойное строение разреза.

Локальные признаки положительных структур: выраженность в рельефе в виде приподнятых массивов и гряд, радиальный и облекающий план гидросети, „висячие“ устья речных долин, широкое развитие денудационно-тектонического рельефа, малая мощность четвертичных осадков, наличие аномальных падений на продольном профиле рек. Локальные признаки отрицательных структур: выраженность в рельефе в виде отрицательных форм (озерные котловины, депрессии, низины), широкое развитие аккумулятивных форм рельефа, центростремительный план речной сети, высокая степень заболоченности, увеличение мощности четвертичного покрова.

Признаками активизации разрывных дислокаций считались выраженность в рельефе линейными протяженными зонами, в пределах которых размещаются узкие линейные гряды, линейные озерные котловины и заболоченные понижения; прямолинейные участки речных долин, каньонообразные речные долины, сложные и простые уступы, не связанные с различием в литологии пород; зияющие трещины; зоны дробления пород, выраженные мелкогрядовым рельефом; нарушенные „бараньи лбы“; разрыв поверхности ледниковой полировки; локальные перепады в вы-

сотном положении разновозрастных береговых уровней; аномалии уклонов на продольном профиле рек.

Б. Новейшие структуры

Новейший структурный план и распределение величин суммарных амплитуд движений на территории Балтийского щита, отображенные на карте неотектоники Фенноскандии, составленной под редакцией и руководством Н.И. Николаева (Николаев, 1966а; Николаев и др., 1967), некоторые особенности строения региональных геофизических полей, глубинного разреза земной коры и сейсмичности позволяют предполагать здесь наличие крупных структур (1-го порядка). Судя по характеру распределения суммарных амплитуд движений в пределах Балтийского щита, возможно выделение крупных блоков (мегаблоков), испытывающих неравномерное поднятие (Кольский, Шведский, Фенно-Карельский); крупных блоков с нисходящими движениями (Беломорский, Ботнический грабены) и сложных зон сочленения (Ботническо-Кандалакшская и Балтийско-Беломорская) (рис. 9). В их пространственном положении намечается определенная закономерность. Блоки с максимальными для щита амплитудами движений (Шведский, Кольский), достигающих 300–500 м и более, размещены по периферии щита на границе со складчатыми системами каледонид и байкалид; располагаясь почти под прямым углом, они образуют как бы внешнее обрамление щита. В внутренней части щита находится Фенно-Карельский блок с умеренным темпом движений (амплитуды достигают здесь всего 150–200 м). Фенно-Карельский блок имеет в плане форму неправильного треугольника с вершиной, расположенной между северными концами Ботнического и Кандалакшского заливов. С северо-востока и юго-запада Фенно-Карельский мегаблок отделен соответственно от Кольского и Шведского впадинами Ботнического и Беломорского сложных грабенов и расположенной между ними сложной новейшей структурой, названной Н.И. Николаевым (1966а; Николаев и др., 1967) Ботническо-Кандалакшской. Отличительной особенностью структур, обрамляющих Фенно-Карельский блок, является их повышенная сейсмичность. По мере удаления от периферии к центру Фенно-Карельского мегаблока сейсмичность заметно снижается (Шустова, 1963; Николаев, 1966б; Панасенко, 1969). С юга и юго-востока на границе с Русской плитой прослеживается вторая пограничная структура (Балтийско-Беломорская), имеющая общее субширотное простирание. Эта структура имеет сложноблоковое строение. Здесь

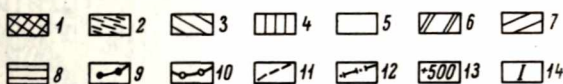
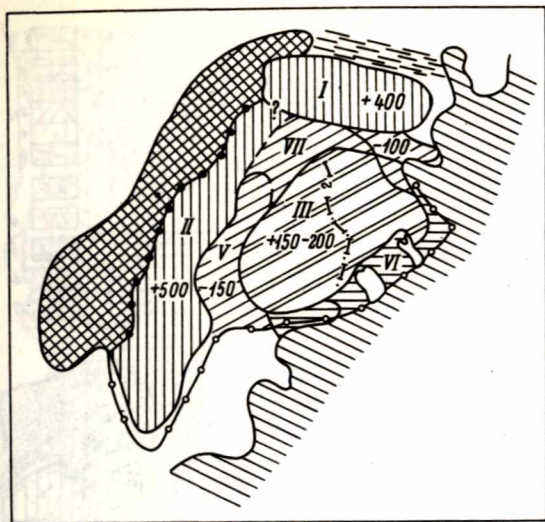


Рис. 9. Схема новейшего структурно-тектонического районирования Балтийского щита (составлена на основе карты неотектоники Фенноскандии под редакцией Н.И.Николаева, 1966 г.).

Обрамление щита: 1 - каледониды; 2 - байкалиды; 3 - Русская плита; внутреннее строение щита: 4 - периферические части с относительно интенсивными восходящими новейшими движениями, 5 - крупные тектонические депрессии с нисходящими движениями, 6 - части с умеренными восходящими движениями; пограничные зоны: 7 - между внутренними и внешними частями, 8 - между щитом и Русской плитой; границы геоструктурных зон: 9 - каледонид, 10 - щита, 11 - зон сочленения; 12 - государственная граница СССР и Финляндии; 13 - преобладающие значения суммарных амплитуд движений; 14 - структурно-тектонические подразделения: блоки (I - Кольский, II - Шведский, III - Фенно-Карельский), грабены (IV - Беломорский, V - Ботнический), зоны сочленения (VI - Балтийско-Беломорская, VII - Ботническо-Кандалакшская).

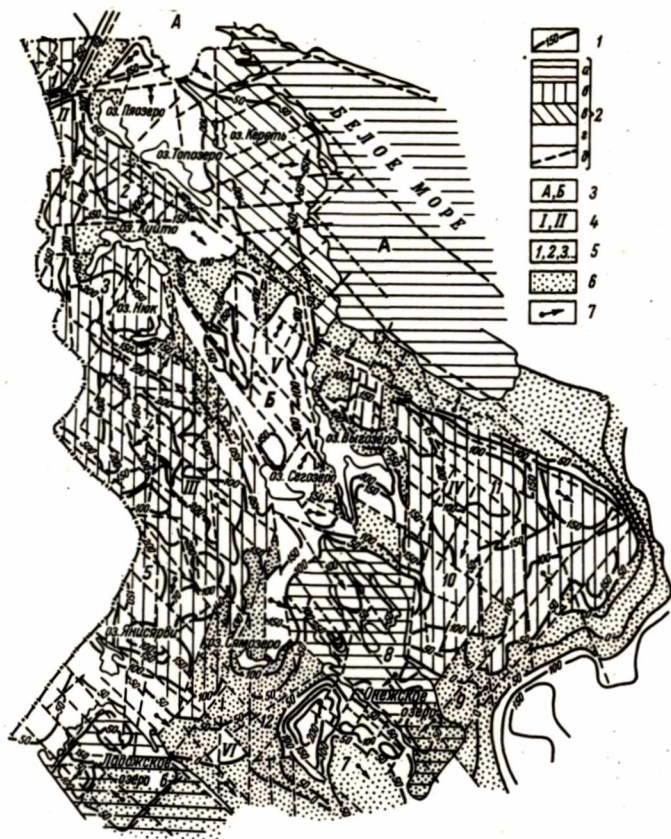
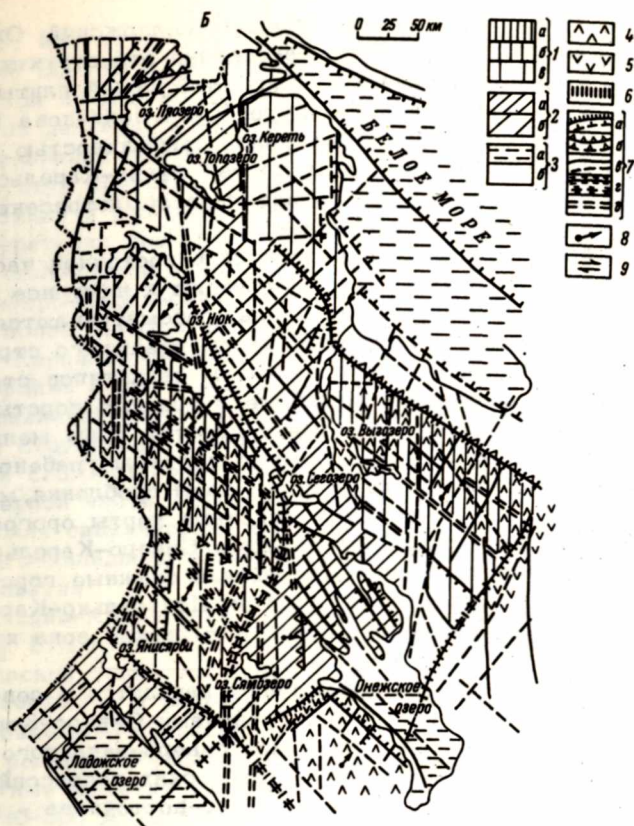


Рис. 10. Схематическая карта новейшего структурного плана (А) и зон с разной направленностью движений (Б).

А. 1 - изолинии суммарных амплитуд деформации мезозойско-палеогеновой поверхности за неоген-четвертичное время; 2 - главные структурные формы: а - сложные грабены, б - сложные горсты, в - сложные блоки, г - зоны сочленения мелко- и крупноблокового строения, д - разрывы деформации разного порядка; 3 - структуры первого порядка (А - Беломорский грабен, Б - восточная часть Фенно-Карельского мегаблока); 4 - структуры второго порядка (I - Беломорский блок; сложные горсты: II - Северо-Карельский, III - Западно-Карельский, IV - Восточно-Карельский; зоны сочленения: V - Центрально-Карельская, VI - Южно-Карельская); 5 - структуры третьего порядка (блоки: 1 - Куолаярвинский, 2 - Пяозерский, 3 - Костомукшский, 4 - Лексозерский, 5 - Суоярвинский, 10 - Водлинский, 11 - Ветреного пояса; грабены: 6 - Ладжский, 8 - Онежский; приразломные тектонические депрессии: 9 - Водлинская, 12 - Петрозаводская); 7 - Онего-Ладжский асимметричный горст; 8 - блоки с аномально высокой мощностью четвертичного покрова; 9 - направление наклона поверхности асимметричных горстов и блоков.



Б. 1 - устойчивых поднятий: а - интенсивных, б - умеренных, в - слабых; 2 - дифференцированных движений: а - интенсивных, б - умеренных; 3 - относительных погружений: а - интенсивных, б - умеренных; 4 - зоны сжатия; 5 - зоны растяжения; разрывные дислокации разного порядка (установленные и предполагаемые): 6 - зоны глубинных разломов, 7 - прочие разрывные дислокации (а - сбросы, взбросы, б - крутые надвиги, в - разрывы без смещения блоков или с неустановленным характером смещений, г - сдвиги, д - зоны дробления); 8 - направление горизонтальной составляющей движения блоков по крутым надвигам; 9 - направление смещения по сдвигам.

выделяются крупные и сложные грабены (Ладожский, Онежский и разделяющие их горсты. Пространственно эта структура, отделяющая Фенно-Карельский мегаблок от Русской плиты, сопряжена с „большой радиальной флексурой“ А.А.Полканова (1956)). Она также характеризуется повышенной сейсмичностью относительно центральных и восточных частей Фенно-Карельского мегаблока, однако количество эпицентров землетрясений резко сокращается в восточном направлении.

Территория Карелии располагается в восточной части Фенно-Карельского мегаблока, и по отношению к нему все крупные структурные формы, выделенные здесь, рассматриваются как структуры 2-го порядка. Основные черты новейшего структурного плана Карелии определяются наличием двух типов структур разного порядка: площадных (сложные и простые горсты, грабены и блоки), линейных (сложные и простые зоны мелкоблокового строения, линейные приразломные системы грабенов, сложные и простые тектонические уступы, зоны дробления, мегатрещины). Главными, определяющими основные черты орографии Карелии являются структуры 2-го порядка: Северо-Карельский, Западно-Карельский, Восточно-Карельский сложные горсты, Беломорский блок, Беломорский грабен, Центрально-Карельская зона мелкоблоковых движений, Южно-Карельская зона крупноблоковых движений (рис. 10).

Северо-Карельский сложный горст находится в северо-западной части территории Карелии. Границами Северо-Карельского горста являются системы разломов северо-западного простирания, расположенные по краям тектонических депрессий озер Куйто, Пяозеро, Топозеро и север-северо-восточного – по системе Сокологоро-Кандалакша. Северо-Карельский горст является областью широкого развития денудационно-тектонического рельефа и выражен в рельефе в виде возвышенности с максимальными для территории Карелии гипсометрическими отметками поверхности. По ряду структурно-геоморфологических признаков в пределах Северо-Карельского горста возможно выделение двух структур 3-го порядка: Куолярвинского и Пяозерского блоков. Границей между ними служит тектоническая депрессия из Панаярви, приуроченная к разлому широтного простирания.

Куолярвинский блок имеет преимущественно субмеридиональное простирание морфоструктурных элементов рельефа. Высота денудационной поверхности достигает 300–350 м, в отдельных точках до 400–500 м. В пределах блока наблюдается крайне расчлененный рельеф с колебанием относительных отметок до 150 м. Мощность четвертичных осадков составляет 1–3 м.

Пяозерский блок имеет наклонную поверхность. Отметки денудационной поверхности снижаются в направлении на юго-

осток от 280 до 160 м. Вертикальная расчлененность рельефа достигает 80–100 м. В отличие от Куолярвинского блока здесь отмечается преимущественно северо-западная ориентировка элементов рельефа, в меньшей степени развито северо-восточное направление ориентировки. Мелкоблоковое строение выделенных структур третьего порядка подчеркивается речной сетью, приуроченной к разломам и расколам и имеющей в пределах этой территории прямоугольный план. Мощность четвертичного покрова колеблется в пределах от 1 до 6 м.

Северо-Карельский сложный горст является, по-видимому, частью более крупной структуры, расположенной на стыке территорий Карелии, Финляндии и Мурманской области и получившей название Енско-Ковдорской (по Б.И.Кошечкину, 1969б), или Куолярвинской (по С.А.Стрелкову, 1973). По отношению к древним структурам кристаллического фундамента Северо-Карельский сложный горст является гетерогенным. В пределах его северной части (Куолярвинский блок) расположена Северо-Карельская синклинорная зона карелид. Пяозерский блок приурочен к юго-западному крылу Пяозерско-Топозерского антиклинорного поднятия.

Западно-Карельский сложный горст расположен в Западной Карелии. Его границами служит система разломов Ладожско-Крестцовской зоны на юге и Карельской зоны на востоке и северо-востоке. В рельефе Западно-Карельский горст выражен в виде Западно-Карельской возвышенности, в пределах которой широко развиты формы денудационно-тектонического рельефа. Абсолютные отметки денудационной поверхности достигают здесь 180–300 м; мощность четвертичного покрова колеблется от 3 до 6 м. Для Западно-Карельской возвышенности характерен прямоугольный план гидросети с преимущественным простираанием речных долин на северо-запад и северо-восток. По структурно-геоморфологическим особенностям в пределах Западно-Карельского горста возможно выделение следующих структур третьего порядка: Костомукшского, Лексозерского и Суоярвинского блоков.

Костомукшский блок занимает северную часть Западно-Карельского горста. С севера блок ограничен Куйтинской тектонической депрессией, с востока – субмеридиональной системой разломов Карельской зоны, с юга – северо-западными разломами системы Лувозера-Челмозера. Костомукшский блок перекошен, его поверхность наклонена на северо-восток в сторону Куйтинской депрессии. В соответствии с этим гипсометрические отметки денудационной поверхности выравнивания снижаются от 250 до 150 м. Внутреннее строение блока определяется системой нарушений двух направлений: северо-восточного (преобладающего) и северо-западного. Рельеф поверхности определяется

изометричными плоскими водоразделами, квадратной или прямоугольной в плане формы, и линейными речными долинами, простирание которых совпадает с простиранием развитых здесь нарушений.

Лексозерский блок занимает центральную часть Западно-Карельского горста и является его самой приподнятой частью. Гипсометрические отметки поверхности кристаллических пород составляют здесь 380–350 м. Рельеф в пределах Лексозерского блока характеризуется высокой расчлененностью, достигающей 100–150 м, наличием нескольких систем гряд с крутыми, часто отвесными склонами, разделенных линейными заболоченными понижениями или озерными котловинами. Общее простирание форм отчетливо северо-западное. Системы гряд приурочены к линейным блокам вдоль постятулийских разломов северо-западного направления. Между ними располагаются участки с крупнохолмистым рельефом, где наряду с северо-западным простиранием морфоструктурных элементов отчетливо проявляются северо-восточные и субмеридиональные.

Суоярвинский блок расположен в южной части Западно-Карельского горста. Как и Костомукшский, Суоярвинский блок перекошен, его поверхность наклонена на юг-юго-запад. Гипсометрические отметки денудационной поверхности снижаются в этом направлении с 250 до 160 м. Серия приподнятых блоков меньшего размера, возвышающихся над окружающей местностью на 50–60 м, образует полосу север-северо-восточного простирания, расположена в центральной части Суоярвинского блока. Две системы разрывных деформаций, подчеркнутых гидросетью, определяющие внутреннее строение Суоярвинского блока, имеют северо-западное и субмеридиональное простирание.

В целом Западно-Карельский сложный горст характеризуется маломощным (3–6 м) покровом четвертичных осадков, представленных преимущественно мореной последней ледниковой эпохи, реже водно-ледниковыми и озерно-ледниковыми комплексами. Характерной особенностью морфоскульптуры Западно-Карельского сложного горста является наличие протяженных (до 60–70 км длиной) долин стока талых ледниковых вод. Эти долины приурочены к системам разломов северо-западного простирания и выражены в рельефе в виде линейных депрессий глубиной до 50 м и шириной до 2–3 км. Борта этих депрессий сложены коренными породами, нередко перекрытыми маломощным чехлом морены, в осевой части расположены системы озовых гряд, участки долинных зандров и озерно-ледниковых равнин. Борта депрессий и склоны озовых гряд, как правило, террасированы.

На карте плотности региональной мегатрещиноватости Западно-Карельский горст выступает как зона минимумов, расчлененная

енная на три части узкими полосами максимумов плотности мегатрещиноватости северо-западного простираения. Минимумы соответствуют блокам, максимумы зонам разломов, разделяющим блоки.

Западно-Карельский сложный горст пространственно сопряжен с крупной докембрийской структурой - Фенно-Карельским антиклинорным поднятием, внутреннее строение которого обусловлено сочетанием структурных элементов северо-восточного, субмеридионального и северо-западных направлений, получивших отражение в новейшей структуре. Костомукшский и Суоярвинский блоки соответствуют участкам антиклинорного поднятия, в пределах которых сохранились структуры раннекарельского ребольского периода складчатости, нарушенные серией среднепротерозойских разломов, Лексозерский блок соответствует участку, где ребольские структуры переработаны селецкими движениями, усиленными подвижками по разломам среднепротерозойского времени.

Восточно-Карельский сложный горст расположен в юго-восточной части Карелии. С северо-востока он ограничен Беломорской зоной глубинных разломов, имеющей северо-западное простираение. На юго-западе горст граничит с Онежским сложным грабеном, а с юго-востока - с линейной тектонической депрессией субширотного простираения, секущей протерозойские структуры. Эта депрессия, приуроченная к нарушениям Южно-Карельской зоны разломов, является границей обнаженной части Балтийского щита. Восточно-Карельский блок имеет асимметричное строение. Северо-восточный край горста взброшен и отделен от прилегающих районов тектоническим уступом относительной высотой от 100 до 200 м. Поверхность горста наклонена на юго-запад в сторону Онежского грабена. Соответственно меняются и гипсометрические отметки поверхности фундамента от 200-240 на северо-востоке до 140-160 м на юго-западе. По морфоструктурным признакам Восточно-Карельский сложный горст распадается на две структуры третьего порядка: блок Ветреного пояса и Водлинский блок. Границей между ними является система разломов северо-западного простираения, прослеживающаяся от юго-восточного конца озера Выг и выраженная в рельефе фундамента линейной депрессией, почти полностью заполненной четвертичными осадками. Блок Ветреного пояса имеет удлиненную в плане форму и ориентирован в северо-западном направлении согласно с простираением ограничивающей его с северо-востока зоны разломов. Внутреннее строение блока определяется наличием разломов двух направлений - северо-западного и северо-восточного. В рельефе блок выражен в виде кряжа, получившего название Ветренный пояс, поверхность его усложняется серией отдельных возвышенностей линейной и

изометричной форм, с абсолютными отметками до 234–318 и разделяющими их линейными понижениями. Средние абсолютные отметки поверхности кристаллического фундамента составляют 200 м. Четвертичный покров в пределах блока Ветрен пояс имеет мощность 5–10 м, в строении разреза принимают участие только ледниковые и реже водно-ледниковые осадки последней ледниковой эпохи.

Водлинский блок имеет в плане форму неправильного треугольника, вершина которого расположена в районе Выгозера. Поверхность блока наклонена в сторону Онежского грабена. Абсолютные отметки колеблются от 180 до 120 м. Рельеф обусловлен наличием серии мелких блоков удлиненной формы, ориентированных в северо-западном направлении и выраженных в виде небольших холмов и гряд. Колебание относительных высот достигает 20–40 м. Слабая расчлененность рельефа в пределах Водлинского блока связана с возрастанием здесь мощности четвертичного покрова, достигающей 10–20 м (Барканов, 1966). Характерной особенностью морфоскульптуры Восточно-Карельского сложного горста является присутствие сложно построенных краевых ледниковых комплексов, опоясывающих эту структуру по периферии (Лукашов, Экман, 1972; Лак и др., 1974; Экман и др., 1974). В отличие от Северо-Карельского и Западно-Карельского сложных горстов Восточно-Карельский размещается в региональной зоне интенсивного проявления мегатрещиноватости.

Восточно-Карельский сложный горст обнаруживает сложные взаимоотношения с древними структурами кристаллического фундамента. По отношению к структурам ранних и поздних карелид он является гетерогенным образованием: блок Ветренного пояса приурочен к синклинию, сложенному интрузивными и осадочно-вулканогенными комплексами нижнего и среднего протерозоя; Водлинский блок сопряжен с Восточно-Онежским антиклинальным поднятием, сложенным преимущественно гнейсовыми гранитами и гранитами. Однако по отношению к структурам позднего докембрия Восточно-Карельский сложный горст целиком соответствует крупному горст-антиклинальному поднятию, разделяющему Беломорский и Онежский грабены.

Беломорский блок расположен на северо-востоке Карелии, образуя Карельское и Поморское побережья Белого моря. В рельефе блок выражен в виде обширной низины, наклоненной в сторону Белого моря. Поверхность Беломорского блока характеризуется относительной выровненностью и сильной заболоченностью. Абсолютные отметки поверхности кристаллического фундамента колеблются от 120–140 м в северной части до 60–40 м в южной. По геоморфологическим признакам территория Беломорского блока разделяется на две части, граница между

оторыми располагается по долине р. Кеми. К северу от р. Кеми наибольшим площадным развитием пользуются денудационно-эктонические формы рельефа, абразионные, реже аккумулятивные, ледниково-озерные и морские равнины. Мощность четвертичных осадков здесь невелика (0-6 м), в строении разреза принимают участие морена и позднепоследледниковые озерные и морские осадки (Барканов, 1967). В северной части Беломорского блока наблюдается большое количество озерных котловин Пулонские, Лоухское, Энегозеро, Мурамозеро, Верхнее и Нижнее Кумозеро и др.). Они ориентированы в северо-восточном направлении, но сконцентрированы в полосу общего северо-западного простирання. Пространственно эта полоса озерных котловин сопряжена с осью Лоухского синклинория беломорид. Таким образом, древняя складчатая структура, хотя и не отчетливо, получила отражение в современном рельефе. Однако наиболее резко в рельефе Беломорского блока выявляется блоковая структура, проявившаяся в плановых очертаниях речной сети (параллельный план речных систем), преимущественно субширотной ориентировки в присутствии максимумов мегатрещиноватости субширотного простирання.

К югу от долины р. Кеми наиболее широким развитием пользуются аккумулятивные озерно-ледниковые и морские равнины с комплексом террас и береговых валов. Мощность четвертичных осадков в южной части возрастает до 10-30 м. Беломорский блок является региональной зоной интенсивного проявления мегатрещиноватости субширотного простирання. Положение Беломорского блока в новейшей структуре Карелии становится ясным только при сопоставлении его со структурами южной части Кольского полуострова и Беломорского грабена. Беломорский грабен, разделяющий Кольский и Фенно-Карельский мегаблоки, — крупная структура с нисходящим ритмом движений. По периферии грабена расположены блоки со слабым темпом поднятий. На Кольском полуострове это Терско-Мурманская (по Б.И.Кошечкину), или Пиренго-Канозерская, Терская и Ковдозерская (по С.А.Стрелкову) структуры. В пределах Карелии подобное положение занимает Беломорский блок. По отношению к древним структурам фундамента Беломорский блок тесно связан с архейскими структурами беломорид, его юго-западная граница приурочена к глубинному разлому, расположенному на границе с карелидами. В современном рельефе он (разлом) отчетливо выражен, являясь границей резкой смены простирання линейных элементов рельефа и гидросети с северо-западного на северо-восточное.

Беломорский грабен расположен за пределами Карелии. Его внутреннее строение, особенности движений и сейсмичность описаны в многочисленных работах разных исследователей (Жи-

вотовская, 1960; Лаврова, 1960; Никонов, Панасенко, 1963; колаев, 1966а, 1967; Зандер и др., 1967; Цирульникова, Соколов, 1968; Шуркин, 1968; Панасенко, 1969; Никонов, 1971; Победносцев, Рязанов, 1971; Кошечкин и др., 1973; Стрелков, 1973.

Отметим только основные закономерности в строении грабена и его геологического развития. Беломорский грабен расположен в центральной части архейского Беломорского блока, по периферии грабен ограничен мощными зонами разломов от северо-западного простирания, получивших отражение в физических полях; движение по разломам на ранних этапах развития сопровождалось интенсивным магматизмом и вулканизмом. Время заложения Беломорского грабена относится к позднему палеозою (риффею?). С момента заложения грабен продолжал активно развиваться в течение длительного времени. В настоящее время кристаллический фундамент в центральных частях грабена погружен на глубину до 3000 м, амплитуда новейших погружений достигает 300 м. В позднепоследнее время в пределах грабена отмечаются колебательные движения на фоне общего поднятия обрамления. Движения неравномерны. Терский берег испытывал единый ритм поднятия без снижения высотного положения береговых линий в восточном направлении. Карельское и Поморское побережья испытывали перекося в юго-восточном направлении. Отмечаются дифференцированные движения в Кandalакшском заливе. Современные движения также неравномерны. Скорости движения меняются от +2.5 мм/год в Кandalакшском заливе до -1.8 мм/год на западном берегу Онежского полуострова. Современные опускания приурочены преимущественно к юго-восточной и восточной частям грабена. Беломорский грабен является сейсмически активным. Эпицентры землетрясений концентрируются в линейную зону общего северо-западного простирания, расположенную в осевой части грабена. Отдельные эпицентры отмечены на Карельском и Поморском побережьях. В пределах сейсмогенной зоны эпицентры землетрясений сопряжены с зонами глубинных разломов, ограничивающих грабен.

Следующий тип новейших структур в отличие от сложных горстов и блоков имеет отчетливо линейный характер. Линейные структуры, сопряженные с зонами глубинных разломов, опоясывают по периферии площадные. В пределах Карелии выделяют две линейные зоны 2-го порядка: Центральную-Карельскую и Южно-Карельскую.

Центральная-Карельская зона расположена в центральной части Карелии. Она имеет общее северо-западное простирание (рис. 10). В Центральной-Карельской зоне развит средний ярус рельефа. Абсолютные отметки поверхности кристаллических пород колеблются в пределах зоны в широких пределах (от 100 до 100 м), глубина вертикальной расчлененности - от 120-

о 60-30 м. Внутреннее строение Центрально-Карельской зоны обусловлено наличием системы блоков, которые имеют преимущественно удлиненную форму и ориентированы в северо-западном направлении. Эти особенности строения нашли отражение в рельефе. Центрально-Карельская зона характеризуется повышенными значениями плотности мегатрещиноватости северо-западного направления (рис. 5) и параллельным планом гидросети северо-западным простираем речных долин (рис. 11). Исключение составляет только долина р. Кеми, имеющая в общем субширотное простираие.

Второй особенностью рельефа Центрально-Карельской зоны является наличие обширных озерных котловин и депрессий, приуроченных к системе грабен. В пространственном положении грабен наблюдается определенная закономерность. Они размещаются по периферии зоны на границе последней со сложными горстами. Так, на границе с Северо-Карельским горстом размещаются Топозерский, Пяозерский и Куйтинский грабены, на границе с Западно-Карельским горстом - Елмозерский, Сегозерский, Суоярвинский и Малоянисъярвинский грабены, на границе с Восточно-Карельским - Выгозерский. Морфология грабен зависит от характера структур фундамента, с которыми они сопряжены. Грабены, приуроченные к раннекарельским синклинальным структурам и позднекарельским приразломным синклиналям (грабен-синклиналям), имеют линейную форму. Грабены, сопряженные с раннекарельскими актиклинальными поднятиями и позднекарельскими мульдами, - изометричной формы. Различия в строении этих двух групп отрицательных структур можно проследить на примере Сегозерского и Кукасозерского грабен.

Сегозерский грабен имеет в плане треугольную форму, повторяющую контуры Сегозерской мульды (рис. 12,6). К грабену приурочена котловина озера. Берега озера сложены кристаллическими породами, имеют прямолинейные очертания, крутые склоны или уступы высотой до 20-30 м. В северо-восточной части котловины в местах пересечения северо-западных и субширотных разломов развит шхерный тип побережья. В зонах разломов наблюдаются полосы милонитов, не несущих следов медниковой полировки. В северо-восточной части котловины была обнаружена полоса милонитов шириной до 600 м северо-западного простираия. Полоса милонитов по гнейсо-гранитам имеет зональное строение. По краям полосы наблюдаются бластомилониты - плотные мелкозернистые перекристаллизованные породы; по мере приближения к центральной части полосы бластомилониты сменяются милонитами, представляющими собой тонкоплитчатую породу со следами перетирания ее по плоскостям сланцеватости. Видимая ширина милонитов колеблется от

150 до 100 м. Обнажения blastsмилолитов и милолитов — это „курчавые скалы“ с хорошо выраженной ледниковой полировкой и отчетливыми ледниковыми шрамами. Однако в осевой части полосы на расстоянии 40–60 м вкост простирания поверхностной ледниковой полировки нарушена, ледниковые шрамы разорваны и смещены, амплитуда смещений составляет 6–10 см. Полосы милолитов без следов ледниковой обработки были обнаружены также в юго-восточной части котловины озера. Наличие молдых движений в Сегозерском грабене подтверждается также деформацией древних береговых уровней, обнаруженной и описанной впервые Ю.И.Верещагиным (1926).

Кукасозерский грабен (рис. 12,а) расположен в Северной Карелии. В плане эта структура имеет форму слабо выгнутой к северу дуги субширотного простирания. К грабену приурочена котловина озера Кукас. Наибольшая длина грабена 25 км, ширина колеблется в пределах от 0.5 до 2 км. Грабен выражен в рельефе в виде узкого глубокого рва с отвесными берегами, обрывающимися в виде ступенчатых уступов. Уступы приурочены к тектоническим нарушениям, выделяемым здесь по геологическим данным (Демидов, 1966; Московченко, 1973). В пределах Кукасозерского грабена рельеф обусловлен разрывной тектоникой. По данным Г.С. Бискэ (1961), колебания относительных высот, наблюдаемые в зонах разломов в районе Кукасозерского грабена, составляют 100–150 м.

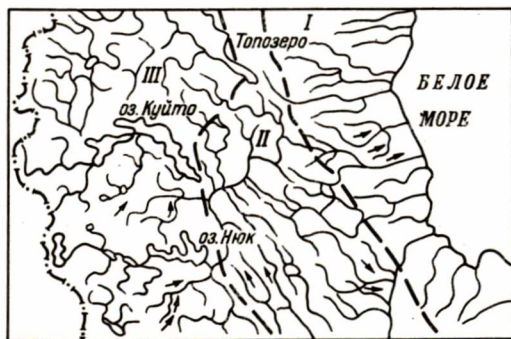


Рис. 11. Схема регионального плана речной сети в пределах разных структурных зон.

1 — Беломорский блок; II — Центрально-Карельская зона; III — Северо-Карельский и Западно-Карельский сложные горсты.

Кукасозерский грабен приурочен к восточной части Кукасозерского синклинория, сложенного сильно дислоцированными, с тыми в изоклинальных складки субширотного простирания, метаморфическими комплексами. Складчатые структуры разбиты продольными и поперечными разломами и опущены относительно гнейсов гранитов обрамления.

Грабены северозападного простирания как правило, являются открытыми и выражены в рельефе в виде

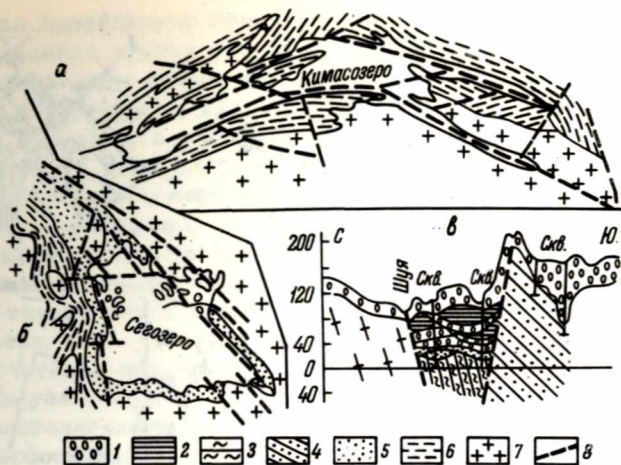


рис. 12. Связь морфологии грабенов и докембрийских структур.

- Кукасозерский, б - Сегозерский, в - Шуйский грабены.
 Четвертичные отложения: 1 - ледниковые, 2 - межледниковые комплексы; среднепротерозойские комплексы: 3 - сланцы бесоевской свиты, 4 - кварциты шокшинской свиты, 5 - терригенно-вулканогенные отложения ятулия; нижнепротерозойские, архейские (?) комплексы: 6 - метаморфические сланцевые толщи, 7 - гнейсо-граниты; 8 - разломы фундамента, выраженные в рельефе.

верных котловин. Среди грабенов субширотного простирания встречаются структуры, частично или полностью погребенные под толщей четвертичных осадков. Лучше всего изучен Петровпавловский грабен. По данным И.М.Экмана (1972), абсолютные отметки его днища расположены на $-18 - +20$ м. Грабен выражен в рельефе кристаллических пород в виде узкой дугообразной депрессии, обращенной выгнутой стороной на северо-запад. Депрессия ограничена бортами, плоскости которых совпадают с разломами субширотного простирания. В современном рельефе депрессия почти не выражена, так как заполнена толщей четвертичных осадков, мощность которых достигает 150 м (рис. 12, в).

Положительные структуры Центрально-Карельской зоны представляют собой блоки фундамента, приподнятые относительно обрамления. Морфология приподнятых блоков также в значительной степени зависит от структур кристаллического фундамента. В пределах складчатых структур ранних и поздних карелид и

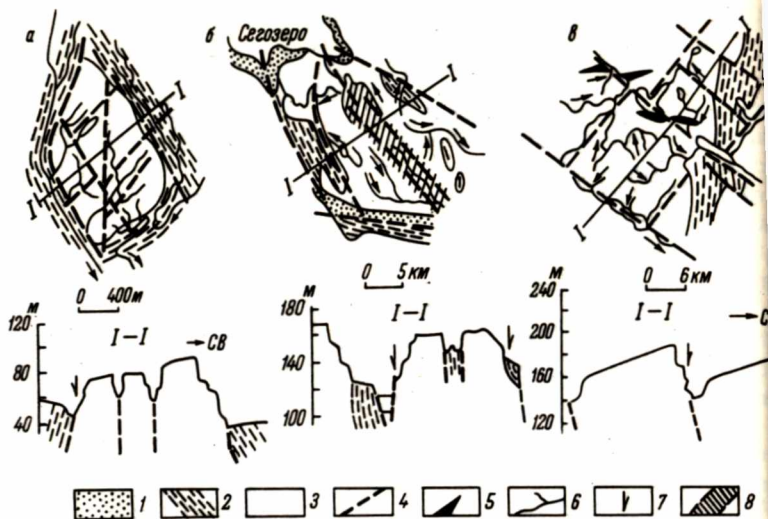


Рис. 13. Строение Коккосельского (а), Остерского (б), Чумозерских (в) простых горстов.

1 - структуры поздних карелид; 2 - структуры ранних карелид; 3 - гнейсо-граниты; 4 - разломы; 5 - дайки основных пород; 6 - речные долины; 7 - зоны аномальных падений рек; 8 - зоны повышенной трещиноватости.

В зонах дробления наблюдаются линейно вытянутые блоки, в пределах гнейсо-гранитных полей наряду с линейными довольно часто встречаются блоки изометричной формы. В новейшей структуре эти блоки образуют простые симметричные и асимметричные горсты. В рельефе простые горсты отражаются с разной степенью выразительности. Однако характерной для них чертой является наличие центробежного или облекающего плана речной сети и зон аномальных падений рек, опоясывающих структуры по периферии, что свидетельствует об их молодой активности. Нередко в центральных или краевых частях наблюдается увеличение плотности мегатрещин.

Структурно-геоморфологические особенности простых горстов аналогичны в пределах разных структур 2-го порядка. На рис. 13 показаны простые горсты, усложняющие внутреннее строение Южно-Карельской, Центрально-Карельской зон блоковых движений и Западно-Карельского сложного горста. Различия заключаются только в предпочтительной ориентировке форм рельефа внутри простых горстов. В Центрально-Карельской

отчетливо преобладает северо-западная ориентировка, тогда как в пределах других структур, кроме того, появляются субмеридиональная и северо-восточная.

Простые горсты часто сопряжены с антиклинальными выступами фундамента карелид, которые сложены преимущественно гнейсами и гнейсо-гранитами. Степень соответствия молодых и древних структур зависит от наличия сквозных разломов и уровня их активизации. В случае если сквозные разломы, нарушающие целостность антиклинального выступа, достаточно активны, в новейшей структуре в виде простого горста выражается только часть древней структуры, относительно более стабильная.

Отчетливо линейные блоки, выраженные в рельефе протяженными узкими грядами с крутыми, часто обрывистыми склонами, располагаются вдоль зон дробления и разломов.

Морфоскульптура Центрально-Карельской зоны характеризуется сложным строением. Аккумулятивный рельеф представляет собой сочетание ледниковых, часто абрадированных, озерно-ледниковых равнин, многочисленных озовых гряд и сложных камовых комплексов.

В отличие от других структур в пределах Центрально-Карельской зоны концентрируется максимальное число флювиогляциальных комплексов. Наиболее крупные и сложные флювиогляциальные комплексы размещаются по периферии зоны на границе со сложными горстами. В южной части зоны наблюдаются также краевые и предфронтальные образования (Лак и др., 1974; Экман и др., 1974). Мощность четвертичного покрова меняется в широких пределах: на севере зоны она колеблется от 1 до 3 м, в центральных частях — от 3 до 8, в южной — от 10 до 20 м (Барканов, 1967).

Строение разреза также существенно отличается от разреза четвертичных осадков в пределах сложных горстов. В разрезе четвертичного покрова появляются межледниковые морские осадки, которые разными исследователями относятся либо к миккулинскому, либо к мологошекснинскому межледниковью, и подстилающие их ледниковые комплексы. Кровля межледниковых осадков залегает на абсолютных отметках 90-140 м.

Сопоставление пространственного положения Центрально-Карельской зоны мелкоблоковых движений со структурами фундамента показало, что она сопряжена с синклинорной зоной ранних карелид, в пределах которой наиболее интенсивно проявились северо-западные структуры селецкого этапа складчатости.

Южно-Карельская зона крупноблоковых движений является частью сложной пограничной структуры (Балтийско-Беломорской), расположенной на границе Балтийского шита и Русской плиты.

Она имеет общее субширотное простирание. С Южно-Карельской зоной совпадает региональная полоса повышенной плотности линейных элементов трех направлений (рис. 5). Однако основные особенности внутреннего строения определяются наличием крупных и сложных блоков фундамента, смещенных относительно друг друга и выраженных в структуре и рельефе как грабены (Ладожский, Онежский) и горсты (Онежско-Ладожский). Эти особенности структуры позволяют рассматривать Южно-Карельскую зону как область крупноблоковых движений. Второй особенностью структурного плана Южно-Карельской зоны является наличие здесь глубоких тектонических депрессий грабенов субширотного простирания, погребенных под толщей четвертичных осадков, мощность которых достигает 150 м. Территория Южно-Карельской зоны характеризуется сложным рельефом. Здесь встречаются участки грядового и грядово-холмистого денудационно-тектонического рельефа, сопряженные со складчатыми структурами ранних и поздних карелид, — пластовой денудационной равнины, развитой в пределах интрузии гранитов рапакиви и участков сложного аккумулятивного рельефа, среди которых наиболее широким развитием пользуются формы ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции, аккумулятивных и абразионных озерно-ледниковых и озерных равнин. Отличительной чертой аккумулятивного рельефа Южно-Карельской зоны является наличие разновозрастных краевых и предфронтальных форм. Абсолютные отметки в целом незначительные — от 40 до 80 м и только на отдельных участках достигают 314 м. Наблюдается высокая вертикальная расчлененность рельефа в пределах отдельных морфоструктур. Абсолютные отметки поверхности кристаллических пород колеблются от -230 м на дне Ладожского озера до +250 м на западном берегу Онежского озера. Четвертичный покров в Южно-Карельской зоне крайне неоднороден по строению и мощности. Здесь отмечаются все три типа разреза четвертичных осадков, выделяемых для Карелии. Мощность осадков от 1-5 до 123-150 м (Барканов, 1967). В погребенных депрессиях вскрыт полный разрез четвертичного покрова, включающий доледниковые (предположительно неоген-нижнечетвертичные), нижне-, средне- и верхнечетвертичные ледниковые и межледниковые горизонты (Экман, 1968, 1972).

Сложные Ладожский и Онежский грабены имеют многие черты сходства, обусловленные общностью тектонического развития краевой части Балтийского щита. Структурные элементы оказали существенное влияние на морфологию озерных котловин, сопряженных с этими грабенами, что было замечено в свое время И.В.Молчановым (1945, 1946).

Котловины по морфологии береговой линии и рельефу дна отчетливо распадаются на две части: северную и южную.

Северные части котловин характеризуются изрезанной береговой линией, крутыми берегами с относительным превышением склонов и уступов над урезом воды до 40–60 м. Дно имеет сложный рельеф, представляющий сочетание узких гряд и линейных понижений. Глубина северных частей в Ладожском озере превышает 200 м, в Онежском – 120 м. Южные части котловин отличаются плавными очертаниями береговой линии, низкими заболоченными берегами. Дно имеет равнинный рельеф, глубина не превышает 50 м. В южных частях котловин широко развиты озерно-аккумулятивные формы рельефа (Молчанов, 1945, 1946; Венус и др., 1966; Бискэ, Лукашов, Экман, 1974). Особенности строения магнитного и гравитационного полей на дне Ладожского и Онежского озер (Цирульников, Сокол, 1968; Зандер и др., 1967) позволяют предполагать, что границей, разделяющей северные и южные части котловин, служат разломы северо-восточного и субширотного простираний.

Следы молодых тектонических движений отмечены в обеих котловинах. Они выражаются в своеобразном облике побережья, деформации береговых линий, распределении и мощности четвертичных осадков на дне котловин и побережье, деформации продольных профилей рек, впадающих в котловины, и т.д.

В пределах котловин Ладожского и Онежского озер видны многочисленные разрывные нарушения, которые на побережье выражены в виде узких линейных заливов и береговых уступов, а на дне – в виде глубоких желобов, не заполненных озерными осадками. В непосредственной близости от разломов нередко наблюдаются следы молодых послеледниковых движений, выраженные в виде зон дробления, нарушающих целостность поверхности ледниковой полировки, смещенных бараньих лбов. В осевых частях котловин, где по геологическим признакам отмечаются разрывные нарушения разного направления (в Ладожской котловине – меридионального, северо-западного и северо-восточного, в Онежской – северо-западного, субширотного и северо-восточного направлений), наблюдается шхерный тип берега.

Вдоль побережья Ладожского и Онежского озер наблюдаются многочисленные древние береговые уровни. На явление деформации этих береговых уровней давно обращено внимание исследователей (Айло, 1915; Верещагин, 1931; Марков и др., 1934; Земляков, 1936, 1937, и др.). Все они отмечали, что абсолютные отметки береговых линий в северных частях котловин выше, чем в южных. Такое положение береговых линий объяснялось как результат перекоса котловин вследствие гляциоизостатического поднятия территории. Исследования, проводившиеся в последние годы, показали, что, помимо общего перекоса береговых линий, наблюдаются локальные деформации. Так, в котловине Онежского озера было отмечено уменьшение абсолютных

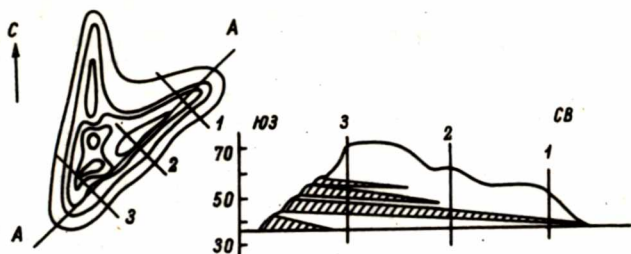


Рис. 14. Деформация террас на Мягострове (план острова и профиль по линии А-А).

1, 2, 3 - место инструментальных профилей вкрест простиранья береговых линий.

отметок с северо-запада на юго-восток (Земляков, 1936). Наши исследования (Бискэ, Лак, Лукашов, 1966, 1971) показали, что в котловине имеются локальные перекосы иного направления, в частности северо-восточного (рис. 14). Обращают на себя внимание резкие скачки абсолютных отметок наиболее древней и самой высокой береговой линии, наличие в северной части котловины участков побережья с затопленными террасами и береговыми валами, которые наблюдал И.В.Молчанов (1946). Все эти данные свидетельствуют о сложном спектре движений в пределах грабенов Южно-Карельской зоны. Эти грабены проявляют тектоническую активность и в настоящее время, о чем свидетельствует различие в скоростях современных поднятий в разных частях Ладожской (от $+0.8$ до -1.4 мм/год) и Онежской (от $+0.9$ до -2.6 мм/год) котловин (Никонов, 1971), а также сейсмическая активность разломов, ограничивающих Ладожский грабен. По периферии Ладожского грабена зафиксировано несколько эпицентров землетрясений (Николаева, 1966б), имеется также описание землетрясений в районе пос. Салми, отмеченных в 1920 г. (Kurki, 1922). Достоверных сведений о сейсмической активности Онежской котловины в настоящее время нет, однако, по мнению Н.И.Николаева (1966а), в центральной части Заонежского полуострова некоторые уступы, сопряженные с разломами, несут следы палеосейсмодислокаций.

Онежско-Ладожский горст служит водоразделом между Онежским и Ладожским озерами, он асимметричен. Его северо-восточный край, примыкающий к Онежскому грабену, взброшен, а юго-западный опущен, вследствие чего поверхность горста наклонена на юго-запад в сторону Ладожского грабена. С севе

ро-запада и юго-востока горст ограничен системой разрывных нарушений субширотного простирания, к которым приурочены соответственно Петрозаводская тектоническая депрессия и долина р. Свири.

Молодые тектонические движения в пределах горста зафиксированы по положению дочетвертичной денудационной поверхности выравнивания, характеру и мощности четвертичных отложений, наличию зон аномальных падений рек, сопряженных с разломами, ограничивающими горст, а также по гипсометрическому положению дна переуглубленных речных долин. В пределах тектонических депрессий поверхность кристаллического фундамента погружена на 40 м ниже уровня моря, в восточной части горста она приподнята на 200 м над уровнем моря. Молодые сбросы, ограничивающие горст со стороны Онежского грабена, имеют амплитуду порядка 80–100 м (Бискэ, 1961; Экман, 1972). Особенности строения четвертичного покрова, наличие переуглубленных (–60, –80 м ниже уровня моря) речных долин, сопряженных с системой разломов, секущих восточный край Онежско-Ладожского горста, позволили И.М.Экману (1972) установить колебательный характер движений Онежско-Ладожского горста. По данным этого автора, в течение неогена, нижнего и среднего плейстоцена горст испытывал поднятия, которые в позднем плейстоцене сменились погружением. Эта тенденция сохранилась и у современных движений. Скорость опусканий, по данным А.А.Никонова (1971), достигает здесь 3.1 мм/год.

Южно-Карельская зона крупноблоковых движений имеет довольно сложные связи со структурами кристаллического фундамента, обусловленные унаследованным развитием отдельных структур краевой части щита. В целом Южно-Карельская зона сечет структурные комплексы ранних карелид, но унаследована относительно структур поздних карелид. Наиболее тесная зависимость отмечается по отношению к структурам верхнего протерозоя, сформировавшимся в условиях платформенного режима. К этому моменту единая субширотная зона среднепротерозойского осадконакопления распалась на ряд положительных и отрицательных структур, характер которых определялся перемещением жестких блоков фундамента по разломам. Блоковые структуры, заложившиеся в краевой части щита, в отличие от Южно-Карельской зоны в целом, развивались унаследованно относительно структур ранних карелид. Это в первую очередь относится к грабенам, которые унаследовали северо-западное простирание ранних карелид и размещаются в осевых частях синкликорных зон (рис. 15). Горсты имеют гетерогенное строение. Так, Онежско-Ладожский горст представляет собой блок, в пределах которого спаяны воедино Салминский массив гранитов рапакиви, Олонецкий массив гнейсо-гранитов фунда-

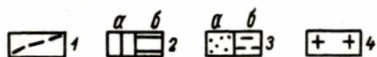
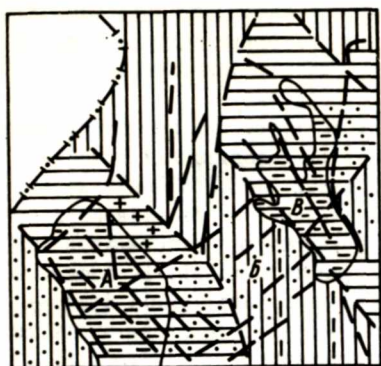


Рис. 15. Связь новейших структур с тектоническим строением фундамента.

1 - разломы, выделенные по комплексу геологических и геофизических данных; 2 - структуры ранних карелид: а - антиклинорные, б - синклинорные зоны; 3 - позднепротерозойские структуры: а - горсты, б - грабены; 4 - граниты рапакиви. Новейшие структуры: Ладожский (А) и Онежский (В) грабены, Онежско-Ладожский (Б) и Восточно-Карельский (Г) горсты.

мента карелид и Западно-Онежская синклинальная структура среднего протерозоя.

В. Разрывные деформации

Многочисленные разрывные деформации кристаллического фундамента оказывают весьма существенное влияние на новейшую структуру и современный рельеф Карелии. В соответствии со степенью воздействия разрывных дислокаций на новейшую структуру они условно могут быть разделены на две группы: 1) глубинные разломы; 2) разломы, расколы и трещины разной глубины заложения.

Глубинные разломы, выделяемые по комплексу геологических, геофизических и геоморфологических данных, образуют протяженные линейные зоны преимущественно северо-западного, реже субмеридионального и субширотного простираний. По данным геофизики эти зоны выражены как полосы, насыщенные магнитными телами высокой намагниченности, полосовыми аномалиями или большими градиентами поля силы тяжести. Глубинные разломы имеют значительную глубину заложения и размещаются в области сочленения крупных блоков с разной мощностью земной коры (Зандер и др., 1967; Цирульникова и др., 1968, и др.).

Время заложения глубинных разломов относится к нижнему и среднему протерозою. Являясь долго живущими, глубинные разломы показали влияние на строение всех структурных этажей

фундамента. Они приурочены к границам синклинорных и анти-клинорных зон карелид, разделяя области с различными фациально-тектоническими условиями. С зонами глубинных разломов сопряжены определенные типы складчатых структур, пояса основных, ультраосновных и кислых интрузий, наблюдаются катаклаз, милонитизация, мигматизация пород кристаллического фундамента. На территории Карелии намечается пять зон глубинных разломов: Кандалакшская, Беломорская, Карельская, Ладожско-Крестцовская, Южно-Карельская (рис. 10, Б).

Кандалакшская зона разломов имеет общее запад-северо-западное простирание и размещается в центральной части котловины Белого моря. Разломы этой зоны ограничивают Беломорский грабен и проявляют активность в настоящее время, что подтверждается их сейсмичностью и рядом других геологических и геоморфологических данных (Панасенко, 1969; Стрелков, 1973; Кошечкин, 1969а, и др.).

Беломорская зона прослеживается на территории Карелии в северо-западном направлении на 600 км. В физических полях она фиксируется протяженными полосовыми магнитными и гравитационными аномалиями, зоной высоких градиентов регионального поля силы тяжести. По данным ГСЗ, разломы Беломорской зоны достигают поверхности М, ограничивая с востока Беломорский блок земной коры (Цирульников и др., 1968; Литвиненко, 1968; Анкудинов, Болгурцев и др., 1972). Беломорская зона разломов расположена на границе синклинорной зоны ранних карелид и Беломорского блока. Вдоль этой границы размещается пояс гипербазитовых интрузий, архейские породы в широкой полосе подвергаются тектонической переработке, перекристаллизации и милонитизации. В новейшей структуре и рельефе Беломорская зона разломов в разных своих частях выражена по-разному. В целом она является границей, отделяющей средний и нижний ярусы рельефа, и образует ступень, которая выражена в рельефе либо в виде уступа (район Ветреного пояса) высотой до 160 м, либо полосой увеличенных уклонов поверхности кристаллического фундамента, в пределах которой отмечается аномальное увеличение падения продольных профилей рек, пересекающих последнюю. По обе стороны от зоны разломов наблюдается резкая смена преобладающего простирания речных долин и мегатрещиноватости (рис. 5, 11) с северо-западного на субширотное. Амплитуда новейших движений в Беломорской зоне колеблется в пределах 40-140 м.

Карельская зона глубинных разломов расположена в центральной части территории Карелии, имеет северо-западное простирание и прослеживается на расстоянии более 500 км. В пределах Карельской зоны наблюдается серия крупных и мелких разломов и расколов, зон милонитизации и дробления, меняющих

с юга на север направление соответственно от субмеридионального на северо-западное и запад-северо-западное. Эта система разломов, приуроченная к восточному краю Фенно-Карельского антиклинорного поднятия, определяет заложение и развитие прерываемых разломных структур поздних карелид, центров вулканизма, размещение интрузий кислого и основного состава.

В новейшей структуре эта зона, ограничивающая с востока Западно-Карельский сложный горст, выражена в виде протяженной линейной полосы шириной от 0.5 до 6-8 км, которая разделяет верхний и средний ярусы рельефа, а также является западной границей области повышенной плотности мегатрещиноватости северо-западного простиранья. К западу и востоку от Карельской зоны глубинных разломов происходит смена региональных планов речной сети (рис. 11). Почти на всем протяжении вдоль восточного борта Западно-Карельского сложного горста отмечается зона аномальных уклонов продольного профиля рек, согласная с простираньем разломов.

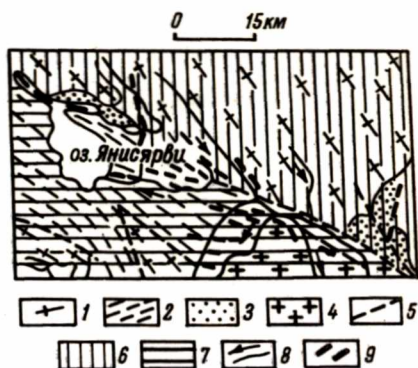
В рельефе Карельская зона разломов выражена на разных участках по-разному. В южной части в районе оз. Суоярви вдоль зоны разломов наблюдается полоса мелкогрядового рельефа, сопряженная с зоной милонитизации и дробления пород кристаллического фундамента. В центральной части полосы размещается грабен, выраженный в рельефе в виде линейной котловины оз. Суоярви, которая приурочена к осевой части позднекарельской наложенной мульды. Далее на север вдоль зоны разломов находится серия уступов и крутых склонов, ограничивающих восточный борт Западно-Карельского сложного горста. Перепад высот поверхности кристаллических пород составляет здесь 80-100 м.

К центральной части Карелии и Карельской зоне разломов приурочены тектонические котловины Сегозера и Елмозера, которые далее на север сменяются системой узких линейных гряд, сопряженных с приразломными синклиналями поздних карелид и представляющих собой узкие (100-200 м) линейные блоки, зажатые между осевыми расколами.

Ладожско-Крестцовская зона разломов расположена в юго-западной части Карелии. Она имеет запад-северо-западное простиранье, которое в южной части Карелии на границе с Ленинградской областью сменяется на субмеридиональное. Ладожско-Крестцовская зона разломов прослеживается по геофизическим данным под осадочным чехлом далеко на юг - до широты г. Новгорода (Зандер и др., 1967). На северо-запад эта зона разломов прослеживается до Ботнического залива, пересекая всю Финляндию (Tuominen, 1973). Ладожско-Крестцовская зона разломов залегает на границе Ладожского синклинория и Фенно-Карельского антиклинория, на юге она срезает восточный кон-

Рис. 16. Геолого-геоморфологическая схема района оз. Янисъярви.

1 - гнейсо-граниты фундамента карелид; 2 - сланцевые толщи Ладожского синклинория; 3 - мульды среднего протерозоя; 4 - граниты рапакиви; 5 - основные разломы; 6 - верхний (абс. отм. 200-160 м) и 7 - нижний (абс. отм. 100-80 м) ярусы рельефа поверхности кристаллических пород; 8 - речные долины; 9 - участки развития мелкогрядового рельефа.



такт Салминского массива гранитов рапакиви. В северо-западной части в пределах этой зоны расположена позднекарельская наложенная мульда оз. Малого Янисъярви, юго-западное крыло которой взброшено и эродировано. В 60 км к юго-востоку к этой зоне приурочена Туломозерская наложенная мульда со срезанными западным и южным крыльями. В целом вдоль Ладожско-Крестцовской зоны разломов наблюдается азимутальное несогласие в простирации структур Ладожского синклинория и Фенно-Карельского поднятия.

В новейшей структуре и рельефе Ладожско-Крестцовская зона разломов выражена в виде отчетливого уступа, вдоль которого поверхность кристаллических пород смещена на 120-60 м. Уступ имеет сложное ступенчатое строение, обусловленное системой линейных блоков, согласных с простираием зоны разлома, снижающихся в сторону Ладожского озера. По подошве уступа прослеживается узкая линейная тектоническая депрессия шириной до 500 м, погребенная под толщей четвертичных осадков. С юго-запада к Ладожско-Крестцовской зоне разломов примыкает полоса мелкогрядового рельефа, которая развита как в пределах Ладожского синклинория, так и в пределах северной части массива гранитов рапакиви. Эта полоса мелкогрядового рельефа фиксирует мелкоблоковое дробление пород вдоль разломов. На юго-востоке в районе Ведлозера полоса запад-северо-западного простираия сливается с аналогичной полосой Карельской зоны разломов, имеющей субмеридиональное простираие. В месте слияния в рельефе кристаллического фундамента намечается обширная депрессия, погребен-

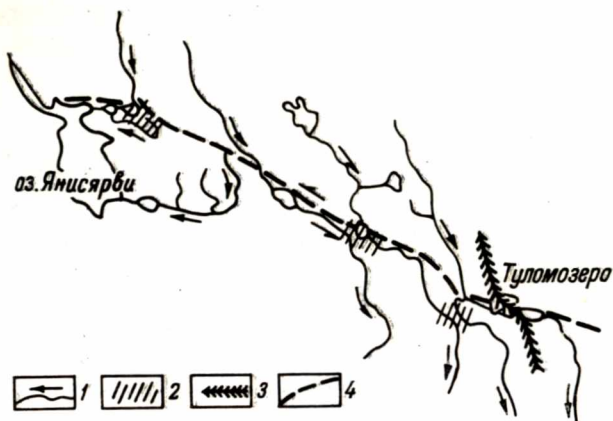


Рис. 17. Схема размещения речных долин и перехватов в зоне разлома в районе оз. Янисъярви.

1 - речные долины; 2 - места перехвата речных долин; 3 - озовые гряды; 4 - зона разлома и направление перемещения блоков.

ная под толщей четвертичных осадков, мощность которых достигает здесь 40-60 м.

Вдоль Ладожско-Крестцовской зоны разломов наблюдается резкая смена простирания речных долин с северо-западного на субширотное и субмеридиональное, а также перехваты речных долин (рис. 16, 17).

Южно-Карельская зона разломов имеет субширотное направление и располагается вкрест простирания основных структур фундамента. Она является частью протяженной полосы глубинных разломов, прослеживающихся вдоль краевой части щита от Ботнического залива до Белого моря. Разломы Южно-Карельской зоны, часть из которых по геофизическим данным имеет глубинное заложение, возникли в конце среднего протерозоя, и поэтому они секут раннекарельские образования (Полканов, 1956; Цирульников, Сокол, 1968; Соколов, 1972, и др.). Заложение субширотной системы разломов в краевой части щита, по-видимому, вызвано оживлением более ранних разрывных структур северо-западного и субмеридионального простираний, вследствие чего крупные структуры (позднепротерозойские горсты и грабены), хотя и размещаются в полосе субширотного простирания, ориентированы в северо-западном направлении. Активизация разломов северо-западного простирания в результате позднепротерозойских движений подтверждается также наличием

на восточном берегу Онежского озера двух систем даек основных пород: северо-западной и субширотной (Полканов, 1956). В новейшей структуре Южно-Карельская зона разломов в целом выражена в виде полосы повышенной плотности мегатрещиноватости трех направлений (рис. 5). Отдельные разломы северо-восточного, субширотного и субмеридионального простираний выражены в виде глубоких, с отметками дна -60 - -80 м, протяженных тектонических депрессий, заполненных четвертичными осадками мощностью до 150 м, ступенчатых уступов высотой до 150-200 м, расположенных на границе горстов и грабен, линейных желобов и гряд на дне котловин Ладожского и Онежского озер. Разломы субширотного простирания являются естественными границами, разделяющими северные и южные части Онежского и Ладожского сложных грабен.

Многочисленные разломы и расколы разной глубины заложения имеют в пределах Карелии преимущественную ориентировку в северо-западных, северо-восточных, субширотных и субмеридиональных румбах. По данным геофизики, глубина их заложения колеблется в пределах от 5-6 до 7-10 км (Литвиненко, 1968; Цирульникова, Сокол, 1968, и др.). Наиболее широко развиты разломы северо-западного и субмеридионального простирания. Разломы расчленяют кристаллический фундамент на блоки и усложняют внутреннее строение докембрийских складчатых структур, которые в большинстве случаев превращены в горст-антиклинали и грабен-синклинали, а в ряде случаев, когда амплитуда смещения отдельных блоков вдоль осевых разломов превышает мощность осадочно-вулканогенных толщ, слагающих синклинальные структуры, последние превращены в „чешуйчатые“ моноклинали. Некоторые исследователи распространяют эти особенности отдельных структур на все докембрийские складчатые структуры (Литвиненко, 1968; Новикова, 1971). Вдоль разломов и расколов в породах фундамента наблюдаются зоны интенсивного смятия, дробления и перекристаллизации, дайки и тела основных, ультраосновных и кислых пород.

На территории Карелии среди разрывных дислокаций фундамента представляется возможным выделить следующие группы: 1) сбросы и взбросы с вертикальным перемещением блоков фундамента, 2) крупные надвиги, 3) сдвиги.

Такое разделение разрывных дислокаций на группы в значительной степени условно, поскольку движения по разломам носили сложный, комбинированный характер. Разделение их на группы проведено для того, чтобы подчеркнуть некоторые специфические черты движений по отдельным разломам. Взбросы и сбросы широко развиты на территории Карелии. В результате вертикальных движений блоков фундамента на один уровень выведены породы разных горизонтов, а складчатые структуры

нарушены и на приподнятых блоках отдельные части их полностью уничтожены эрозией. Падение поверхностей разломов обычно крутое, но колеблется в широких пределах (от 90 до 60°). По разломам с наклонным положением поверхности происходили надвиги, которые по геологическим и геофизическим данным фиксируются во многих районах. Наиболее крупные зоны надвигов были отмечены в районе Ветреного пояса, на контакте карелид и беломорид, в Ладожском синклинории, вдоль западного крыла Онежской мульды и в других местах (Анкудинов, Болгурцев и др., 1972; Войтович, 1971; Судовиков, Глебовицкий и др., 1970, и др.). А.С.Новикова (1971) считает, что структурный план фундамента Карелии целиком определяется региональным глубинным надвигом структур карелид на Беломорский блок архея. Однако в такой трактовке намечается некоторое противоречие. Согласно представлениям автора, время заложения чешуйчатых структур, связанных с надвигом, относится к „догранитному этапу“, т.е. к этапу до проявления ранних (ребольских) фаз складчатости, тогда как разрывные дислокации, с которыми сопряжены чешуйчатые структуры, были заложены в конце нижнего и в среднем протерозое.

Сдвиги также зафиксированы в разных районах Карелии. Они намечаются по смещению отдельных элементов складчатых структур и даек основных пород в горизонтальной плоскости. Сдвиги наблюдаются в пределах структур ранних и поздних карелид: в Западной Карелии в районе г. Суоярви, Ньюозера, где отмечены смещения гнейсо-сланцевых толщ и даек основных пород с амплитудой до 2 км, в западном крыле Онежской наложенной мульды, в осевой части Летнеозерской наложенной мульды с амплитудой смещения до 350-500 м (Стенарь, 1964; Кратц и др., 1969; Войтович, 1971; Белоусов, Демидов и др., 1973; Горьковец и др., 1973; Соколов, 1973).

В новейшей структуре многочисленные разломы и расколы получили отчетливое выражение и определяют ее блоковый характер. Если сложно построенные зоны глубинных разломов являются границами крупных структур, то отдельные разломы и расколы ограничивают средние и мелкие по размерам блоки фундамента с относительно простым внутренним строением. В рельефе система разломов и расколов в первую очередь обуславливает характер простираания речных долин низких порядков и частных водоразделов, ориентировку и пространственное положение линейных озерных котловин, узких заболоченных депрессий, простых и сложных уступов и крутых склонов.

Мелкие трещины и расколы, пространственное положение и плотность которых зависят от более крупных разрывных дислокаций (зон глубинных разломов и т.д.), распределяются неравномерно и выражены в новейшей структуре как области по-

вышенной и пониженной плотности. В целом области повышенной плотности в пределах Карелии образуют две полосы северо-западного и субширотного простираний, располагаясь на границе крупных блоков земной коры: субширотная — по периферии Балтийского щита, северо-западная — по периферии сложных горстов. В рельефе мелкие трещины и расколы выражены в виде зияющих трещин, спрямленных участков речных долин, уступов, гряд; цепочек озерных котловин и заболоченных понижений.

Молодые тектонические движения по разломам и расколам разной глубины заложения фиксируются многочисленными и различными признаками. Приведем некоторые примеры. В центральной части Заонежского полуострова в результате активизации разломов, усложняющих складчатые структуры Онежской мульды и приуроченных к сводовым частям антиклинальных складок, сформировалась система линейных, ориентированных в северо-западном направлении, блоков, которые выражены в рельефе в виде узких гряд с крутыми и отвесными склонами высотой до 40 м, и линейных понижений, занятых заливами Онежского озера или котловинами озер. Уступы располагаются вдоль разломов, зафиксированных здесь по геологическим данным. Приподнятые блоки имеют плоскую выровненную поверхность, которая рассечена системой зияющих трещин, нарушающих поверхность ледниковой полировки и не заполненных четвертичными осадками. Покров морены почти целиком смыт и сохранился в виде небольших пятен в понижениях рельефа или в виде валунных мостовых. Небольшие реки и ручьи, стекающие с этих блоков в понижение, часто имеют висячие устья или резкое увеличение уклонов продольного профиля в устьевых частях долин. Зоны аномальных уклонов опоясывают блоки по периферии.

В котловине Онежского озера, на дне, по данным геоакустического зондирования, наблюдается несколько глубоких желобов общего северо-западного простирания с нарушением покрова позднеледниковых ленточных глин (Венус и др., 1966). Эти желоба являются продолжением разломов, прослеживающихся на берегу.

Б.Ф.Земляковым (1936) в долине р. Повенчанки, на трассе Беломорско-Балтийского канала, были обнаружены молодые расколы, по которым наблюдалось смещение частей „бараньих лбов“. Такие смещенные бараньи лбы были встречены нами на островах Повенецкого залива Онежского озера и на восточном берегу Заонежского полуострова (Бискэ и др., 1971).

В пределах котловин крупных озерных водоемов Карелии наблюдается серия древних береговых уровней позднепоследнего времени, приподнятых относительно современного уровня водоемов. Помимо общего перекаса береговых уровней, наблюдаются локальные смещения их на участках, где по геоло-

гическим данным фиксируются разрывные нарушения. Одним из таких участков является долина р. Кумсы, впадающей в Повенецкий залив Онежского озера в районе г. Медвежьегорска. Долина р. Кумсы приурочена к осевому разлому, секущему Кумсинскую синклинальную структуру со взброшенным северо-восточным крылом. В верхнем и среднем течении долина Кумсы имеет каньонообразную форму с обрывистыми берегами, сложенными кристаллическими породами. В нижнем течении Кумса врезается в толщу озерных осадков, образующих здесь равнину на отметках 90–100 м. Озерная равнина имеет в плане форму треугольника, обращенного вершиной на северо-запад от современной береговой линии. Равнина террасирована. Здесь наблюдается до четырех террас, врезанных в озерные осадки. Вдоль р. Кумсы эти террасы смещены с амплитудой до 20 м. Кроме того, при общем гипсометрическом положении озерных аккумулятивных равнин в этом районе, на уровне 100–110 м, к западу от г. Медвежьегорска наблюдается небольшой фрагмент озерной равнины, прислоненный к склону возвышенности, на абсолютных отметках до 150 м (Бискэ, Горюнова, Лак, 1966; Лак, Лукашов, 1967, 1969).

Аналогичные локальные деформации древних береговых уровней были обнаружены нами в северо-восточной части Приладжья и в западной части Прибеломорья. В западном Прибеломорье следы молодых движений были отмечены в районе пос. Тэдино. Здесь на участке месторождения слюдоносных пегматитов наблюдается антиклинальная складка, усложненная разломами. В новейшей структуре эта антиклиналь выражена как асимметричный блок, ограниченный разломами; наиболее приподнятым является западный край структуры. В рельефе Тэдинская новейшая структура выражена как асимметричная положительная форма рельефа с крутыми, обрывистыми западным, южным и пологими северным и восточным склонами. На западном склоне возвышенности наблюдаются береговые валы и полосы шtrandов на отметках 120 м над уровнем моря. В прилегающих участках аналогичные береговые уровни выше 100 м не наблюдаются. На пологом восточном склоне на аэрофотосъемках видны отчетливые следы течения болот вниз по склону. Подобные наблюдения, свидетельствующие о молодых движениях локальных структур и отдельных разломов, имели место и во многих других районах Карелии.

Большинство разрывных деформаций, активизированных новейшими движениями и выраженных в рельефе, в той или иной степени связаны с древними ослабленными зонами кристаллического фундамента. Характер движений по ним, как и в предшествующие этапы геологического развития, также является сложным, комбинированным. Более подробно особенности дви-

жений по разломам в новейшее время рассматриваются в следующей главе.

Г. Основные закономерности связи новейших структур с тектоникой кристаллического фундамента и глубинным строением

Новейший структурный план и древние структуры кристаллического фундамента имеют сложные связи. Понятие унаследованности в условиях кристаллических щитов весьма относительно, поскольку огромный этап развития, охватывающий палеозой и мезозой, не оставил никаких геологических документов на этой территории. Поэтому детально проследить эволюцию развития структур фундамента в интервале от позднего докембрия до новейшего этапа развития не представляется возможным.

Второй особенностью геологического развития территории Карелии, существенно затрудняющей выявление степени унаследованности молодых и древних структур, является глубокий эрозионный срез кристаллического фундамента. Вследствие этого в современном эрозионном срезе развиты обширные поля гнейсов и гнейсо-гранитов, являющиеся областями развития гранитизации и ультраметаморфизма, с чрезвычайно пестрым петрографическим составом слагающих эти поля пород. В антиклинорных зонах карелид гнейсо-граниты и граниты являются преобладающими по площади образованиями, среди которых наблюдаются реликты некогда существовавших складчатых структур, сложенных сланцевыми толщами. В синклинорных зонах карелид гнейсо-граниты выступают в виде горст-антиклинальных выступов среди сланцевых толщ. Складчатые структуры фундамента в современном эрозионном срезе являются гетерогенными образованиями, претерпевшими воздействие нескольких этапов тектогенеза и метаморфизма. Поэтому новейшие структуры по отношению к структурам разных структурных этажей проявляют разную степень зависимости. Новейшие структуры Карелии, как это справедливо отмечал Ю.А.Мешеряков (1965), для щитов в целом следует рассматривать как возрожденные. И в этом случае, если характер и знак движения молодых и древних структур совпадают, они могут, с определенной долей условности, считаться унаследованными. Степень унаследованности меняется также и у структур разных порядков. Существенную роль играют и особенности тектонического режима, в условиях которого формировались древние и молодые структуры. Древние структуры, несмотря на существенную роль раз-

рывных дислокаций, в подавляющем большинстве имеют пликтивный характер, тогда как для сопряженных с ними молодых структур характерно отчетливо блоковое строение. Наиболее высокую степень унаследованности проявляют разрывные нарушения разного порядка. В большинстве случаев разломы и расколы, выраженные в новейшей структуре и рельефе, являются древними ослабленными зонами, активизированными новейшими движениями. Однако, несмотря на тесную пространственную сопряженность, характер движений по этим разрывным структурам сменился в силу необратимости развития земной коры и смены тектонического режима. Это нашло отражение в значительном уменьшении размаха движений. В позднем протерозое амплитуда движений достигала 2000 м, в новейшее время амплитуда составляет всего первые сотни метров. На ранних этапах развития с разломами была связана интенсивная магматическая и вулканическая деятельность, в новейшее время подобные явления на территории Карелии неизвестны.

Однако, несмотря на различие в тектонической жизни разломов на разных этапах развития, крупные разрывные структуры, являясь долго живущими, сохранили активность и в новейший этап развития. Среди многочисленных разломов, выделенных в настоящее время на территории Карелии, наиболее отчетливо в новейшей структуре проявляются разломы, время заложения которых относится к концу нижнего, среднему и верхнему протерозою. На территории Карелии существуют, по-видимому, и более молодые дизъюнктивные структуры, однако датировка их затруднена и возраст их может оцениваться только как постсреднепротерозойский.

Связь новейших блоковых структур с древними складчатыми оказалась неоднозначной в разных районах Карелии. В характере унаследованности новейшего структурного плана относительно структур разных структурных этажей фундамента есть определенная закономерность. Территория Карелии распадается как бы на две части: внутреннюю, где новейшие структуры довольно тесно сопряжены с образованиями ранних карелид, и внешнюю, приуроченную к периферии щита, где высокая степень унаследованности наблюдается только относительно позднепротерозойских структур. Так, Северо-Карельский, Восточно-Карельский, Ладожско-Онежский сложные горсты, Беломорский блок, Беломорский сложный грабен, Южно-Карельская зона крупноблоковых движений унаследованы относительно позднепротерозойских структур. В этом случае блоки, усложняющие внутреннее строение этих структур, хотя пространственно и сопряжены с раннекарельскими складчатыми структурами, являются по отношению к ним, как правило, обращенными. Так, в пределах Северо-Карельского сложного горста наиболее приподнятой

частью является Куолаярвинский блок, приуроченный к Куолаярвинскому синклинию. Беломорский блок в северо-западной части, на территории Мурманской области, выражен как крупная положительная морфоструктура, приподнятая относительно структур карелид. На территории Карелии Беломорский блок утрачивает морфоструктурную обособленность относительно структур карелид и занимает значительно более низкое гипсометрическое положение и в новейшей структуре выражен как обрамление Беломорского грабена. Вместе с тем его внутреннее строение, хотя и слабо, но отражает прямое соотношение рельефа и древней структуры. Приморский и Западный антиклинории приподняты относительно осевой части Лоухского синклиория.

В пределах Восточно-Карельского сложного горста наиболее приподнятой частью является блок Ветреного пояса, приуроченный к одноименному синклинию карелид и выступающий в новейшей структуре как обращенный. Аналогичные взаимоотношения наблюдаются и на Ладожско-Онежском горсте, где взброшена Западно-Онежская синклинальная структура поздних карелид.

Западно-Карельский сложный горст и Центральнo-Карельская зона мелкоблоковых движений образуют внутреннюю область, где новейшие структуры унаследованы относительно структур ниже- и среднепротерозойских этапов развития. Западно-Карельский сложный горст пространственно довольно точно соответствует Фенно-Карельскому антиклинорному поднятию, сформировавшемуся в результате проявления ребольских и селецких фаз складчатости нижнего протерозоя. Внутреннее строение горста усложняется тремя блоками, которые также тесно связаны с карельскими складчатыми структурами. Костомукшский и Суоярвинский блоки соответствуют областям развития ребольских структур. Лексозерский — участку переработки ребольских структур селецкими движениями. Однако и здесь наблюдается некоторое несоответствие молодых и древних структур. Ось древнего антиклинального поднятия погружается в северной части на юг-юго-восток, а в южной — на север-северо-восток (Кратц и др., 1969; Лазарев, 1973), образуя в центральной части прогиб, по-видимому, унаследованно развивавшийся и в среднем протерозое. В новейшей структуре наблюдается несогласие наклона поверхности блоков относительно погружения оси антиклинорного поднятия. Наиболее приподняты и выражены в рельефе в виде гряд Западно-Карельской возвышенности погруженные части антиклинория. Среднепротерозойские синклинальные структуры, развитые в пределах Лексозерского блока, выражены в рельефе как обращенные морфоструктуры, а усложняющие их складки более низких порядков вновь выступают как прямые структуры.

Центрально-Карельская зона мелкоблоковых движений сопряжена с синклинойной зоной карелид, в пределах которой наиболее отчетливо фиксируются структуры селецких фаз складчатости. На ранних этапах развития Карельская зона представляла собой область интенсивного унаследованного прогибания, осадконакопления, вулканизма и магматизма. В новейшей структуре Карельская синклинойная зона выражена в виде полосы мелкоблокового строения, разграничивающей сложные горсты. В южной части территории Карелии между Западно-Карельским и Восточно-Карельским сложными горстами Центрально-Карельская зона выступает как унаследованная структура с прямым выражением в рельефе. В центральной и северной частях территории по отношению к горстам она сохраняет прямое соотношение **структуры** и рельефа, по отношению к Беломорскому блоку является обращенной.

На ранних этапах развития Беломорский блок выступал как положительная морфоструктура, но в позднем протерозое, в связи с возникновением Беломорского грабена, он был, по-видимому, втянут в погружение, и соотношения с Центрально-Карельской зоной изменились. Структуры низких порядков, осложняющие внутреннее строение Центрально-Карельской зоны, проявляют разную степень унаследованности. Однако в целом здесь преобладают прямые соотношения. Так, ранне- и позднекарельские синклинальные структуры в подавляющем большинстве являются грабенами и выражены в рельефе как озерные котловины или депрессии. Горст-антиклинальные выступы фундамента карелид выступают в рельефе как положительные формы с радиальным планом гидросети. Однако в зонах разломов, где наблюдается интенсивное дробление пород, прямое соотношение древних и молодых структур нередко нарушается. В таких случаях в новейшей структуре и рельефе получают выражение либо отдельные фрагменты древних структур, либо блоки, имеющие гетерогенное строение; нередко приподнятые блоки сопряжены с крыльями и осевыми частями синклинальных складок, а опущенные блоки размещаются в центральных частях горст-антиклиналей. Так, приразломные линейные синклинали среднего протерозоя, нарушенные осевыми разломами и сохранившие, как правило, одно крыло, в новейшей структуре выражены в виде линейных тектонических блоков, которым в рельефе соответствуют узкие крутосклонные гряды. Эти гряды, сложенные кварцитами и диабазами, подчеркнуты денудацией. Однако относить образование их целиком за счет селективной денудации не представляется возможным, поскольку многочисленные наблюдения (Войтович, 1971; Соколов и др., 1973) показали, что среднепротерозойские породы вдоль разломов и расколов интенсивно

раздроблены и рассланцованы вплоть до образования тонколистосланцев, легко поддающихся разрушению.

В пределах Центрально-Карельской зоны наблюдается тектоническая депрессия, которая является секущей относительно структур фундамента. Она имеет почти широтное запад-северо-западное простирание и прослеживается от г. Кемь на побережье Белого моря до оз. Нижнее Куйто. К этой депрессии приурочена р. Кемь, долина которой в нижнем течении переуглублена до отметок -40 м. Мощность четвертичных осадков в пределах депрессии увеличивается до 20-30 м, тогда как обычные колебания мощности четвертичного покрова в этом районе не превышают 1-6 м (Барканов, 1967). В плане депрессия имеет ломаные очертания. Простирание ее бортов меняется от северо-восточных у оз. Куйто до запад-северо-западных в нижнем течении р. Кеми. Особенности геоморфологического строения показывают, что депрессия как бы „вырублена“ по разломам трех направлений - меридионального, северо-западного и субширотного. По данным Г.Д. Панасенко (1969), к этой депрессии приурочена Карельская сейсмогенная зона. К северу от Кемской депрессии расположены участки с самыми высокими показателями гипсометрического положения поверхности кристаллических пород и вертикальной расчлененности всех трех ярусов рельефа, не характерными для остальной части Карелии. По своим геоморфологическим характеристикам рельеф северных районов больше приближается к рельефу Кольского полуострова. По-видимому, Кемьская депрессия является южной границей Ботническо-Кандалакшской зоны сочленения Кольского и Фенно-Карельского мегаблоков.

Оценивая особенности связи новейших и древних структур, следует подчеркнуть, что наиболее тесная зависимость новейшего структурного плана проявляется относительно разрывных деформаций и структур, сформировавшихся в позднем протерозое в условиях платформенного режима.

Однако складчатые структуры ранне- и позднекарельского этапов развития также определенным образом влияют на новейший структурный план и выражены в современном рельефе. Отражение структур геосинклинального и субплатформенного этапов развития обусловлено тем, что в их развитии и пространственном размещении уже на ранних стадиях существенную роль играли глубинные разломы, ставшие впоследствии долго живущими ослабленными зонами земной коры. Кроме того, глубинные разломы являлись границами структурно-фациальных зон с разным характером тектонического режима, некоторые особенности которого, по-видимому, проявились и в новейшее время, например, устойчивое поднятие областей ранней консолидации

карелид в пределах антиклинорных структур, высокая мобильность и контрастность движений в синклинорных зонах и т.д. Активизация древних разломов новейшими движениями привела к возрождению пликативных структур фундамента, но в связи с изменением тектонической обстановки проявились они в новейшей структуре в виде блоков и глыб.

Новейшие структуры разного порядка связаны не только с древним структурным планом фундамента, но и с глубинным строением земной коры. Исследования глубинного строения на территории Карелии различными геофизическими методами (ГСЗ, гравиа-, магнито-, электроразведка и т.д.) находятся пока еще в стадии становления и развития. Однако накопленный фактический материал позволяет сделать первые обобщения и наметить общую схему и главные закономерности в строении земной коры. Эти данные вошли в статьи и обобщающие сводки ряда авторов (Шустова, 1963, 1966; Литвиненко, 1968; Цирульникова, Сокол, 1968; Цирульникова, Чечель и др., 1968; Анкудинов и др., 1972, и др.). На основе полученных при геофизических исследованиях данных намечаются следующие главные особенности строения земной коры на территории Карелии.

Земная кора имеет блоковое строение. Блоки разделяются глубинными разломами, которые представляют собой участки коры с многочисленными сближенными разрывными нарушениями. Мощность земной коры колеблется от 30 до 42 км, мощность „гранитного“ слоя — от 3 до 10 км. По сравнению с Русской платформой наблюдается уменьшение мощности „гранитного“ и увеличение мощности „базальтового“ слоев. Блоковое строение земной коры обусловлено наличием разнопорядковых блоков, в пределах которых наблюдается увеличение или уменьшение мощности земной коры и зон сочленения, разделяющих эти блоки. В пределах Карелии частично размещаются крупные блоки: Ботнический (мощность коры 37–42 км) и Беломорский (мощность коры 30–37 км), блоки меньшего размера: Северо-Онежский (мощность коры 37–40 км), Южно-Карельский (мощность коры 37–40 км) и Ладожский (мощность коры 35–37 км). Эти блоки разделяются зонами сочленения, в пределах которых наблюдается некоторое сокращение мощности земной коры. По данным ГСЗ и гравияразведки, в зонах сочленения отмечаются глубинные разломы, достигающие поверхности Мохоровичича (Цирульникова и др., 1968; Анкудинов и др., 1972). Сопоставление данных о глубинном строении с древним и новейшим структурным планом показало, что не всегда контуры глубинных структур совпадают с контурами структур, выступающих в современном эрозионном срезе. Несовпадения объясняются, по-видимому, недостаточной степенью изученности глубинного строения, поскольку к моменту опубликования этих данных

(1968 г.) на территории Карелии был пройден всего один профиль ГСЗ (Кемь-Ухта).

В общем виде связь новейших и древних структур с глубинным строением представляется в следующем виде. Блоки с увеличенной мощностью земной коры соответствуют областям ранней консолидации карелид, выраженных в древней структуре как антиклинорные поднятия, а в новейшей – как сложные горсты. Беломорский блок с пониженной мощностью земной коры пространственно сопряжен с Беломорским грабеном. Зоны сложно построенной земной коры, расположенной в сочленении блоков, в древней структуре выражены как синклинорные, в новейшей – как области мелкоблокового строения с колебательным характером движений. Эти особенности строения нашли отражение в локальном гравитационном поле. В пределах консолидированных блоков наблюдаются обычно изометричные локальные минимумы силы тяжести, соответствующие участкам развития гнейсов и гнейсо-гранитов. В зоне сочленения блоков земной коры эти минимумы приобретают отчетливую линейность и ориентированы преимущественно в северо-западном направлении (Цирульникова, Сокол, 1968). Основные закономерности новейшего структурного плана, его связи с древними структурными элементами кристаллического фундамента и глубинным строением заключаются в следующем.

1. Новейшая тектоническая структура Карелии имеет отчетливое блоковое строение. Блоковое строение обусловлено сочетанием системы линейных разрывных деформаций, преимущественно северо-западного, северо-восточного, субмеридионального и субширотного простираний, и относительно жестких блоков фундамента изометричной или удлинненной формы. Существует несколько порядков таких систем, как бы вложенных одна в другую. Региональный фон образует система элементарных, простых по строению и небольших по размерам блоков и разделяющих их трещин и расколов.

2. Основные черты новейшего структурного плана территории Карелии определяются структурами 2-го порядка, представляющими собой сложные горсты, сложные грабены, линейные зоны крупно- и мелкоблокового строения, зоны глубинных разломов, разломы и расколы. Эти структуры отличаются по характеру рельефа, строению и мощности четвертичного покрова, степени деформированности различных геоморфологических уровней. Региональные особенности рельефа (прямолинейность контуров водоразделов и речных долин, прямоугольный и параллельный план гидросети) определяются системой трещин и расколов.

3. Анализ связи новейшего структурного плана с древними структурами и глубинным строением показал сложную и неоднозначную зависимость. В целом наблюдается следующая связь.

Положительные новейшие структуры – сложные горсты сопряжены с антиклинорными зонами карелид и размещаются в пределах блоков с увеличенной мощностью земной коры. Отрицательные структуры – сложные грабены приурочены к аналогичным структурам позднего протерозоя и размещаются в пределах блоков с уменьшенной мощностью земной коры. Зоны крупно- и мелко-блокового строения приурочены к синклинорной зоне карелид и „большой“ региональной флекуре и сопряжены с зонами сочленения блоков земной коры. В пространственном положении структур с разной степенью унаследованности отмечается определенная зональность, соответствующая особенностям геологического строения. По периферии территории Карелии размещаются новейшие структуры, унаследованные относительно позднепротерозойских платформенных структур, во внутренних районах новейшие структуры наследуют черты строения структур карелид.

Г л а в а 4

НОВЕЙШИЕ ТЕКТНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

При анализе особенностей проявления новейших тектонических движений на территории Карелии, в связи со спецификой геологического строения, возникают значительные трудности, которые проявляются в первую очередь при определении возрастного рубежа начала новейшего тектонического этапа и количественной оценки размаха новейших движений.

Геологические документы, позволяющие точно определить начало новейшего тектонического этапа, практически не известны не только на территории Карелии, но и на всем Северо-Западе СССР. Отсутствие мезозойско-кайнозойских, за исключением плейстоценовых и голоценовых, отложений в значительной степени затрудняет определение возраста широко развитых на Балтийском щите древних денудационных поверхностей выравнивания, кор химического выветривания. Определение их возраста возможно только приближенно на основе широкого палеогеографического сопоставления с районами, где мезозойско-кайнозойские образования присутствуют. На основе таких сопоставлений начало новейшего тектонического этапа развития Балтийского щита Н.И.Николаев (1966а) относит к концу палеогена. С.А. Стрелков (1973) считает, что поскольку эоцен был самой близкой эпохой корообразования, а на обширной территории, вклю-

чающей Шпицберген, Полярный Урал и др., в олигоцене наблюдается прекращение осадконакопления и регрессия палеогенового моря, начало новейшего тектонического этапа на Балтийском море следует, с определенной долей условности, относить к олигоцену или послесреднепалеогеновому времени.

На территории Карелии в последние годы появились новые геологические данные, также позволяющие ориентировочно рассматривать конец палеогена-начало неогена как рубеж новейшего тектонического этапа. По данным И.М.Экмана (1968, 1972), в Южной Карелии обнаружены переуглубленные речные долины с отметкой дна -60, -80 м, заполненные мощной толщей (до 150 м) четвертичных осадков, в основании которых залегают озерно-аллювиальные комплексы предположительно неоген-нижнечетвертичного возраста. Наличие этих долин свидетельствует об интенсивном поднятии и глубоком эрозионном расчленении этой территории в неогене, которые, по-видимому, связаны с началом новейшего тектонического этапа.

Основным и наиболее выразительным изобразительным средством показа размаха новейших тектонических движений является изображение с помощью изолиний деформации древних поверхностей выравнивания и других геоморфологических уровней за неоген-четвертичное время или за определенные более короткие периоды новейшего тектонического этапа (Николаев, 1958; Шульц, 1958; Николаев, Шульц, 1959, и др.). Однако в условиях Карелии, в связи с неопределенностью в датировке древних денудационных поверхностей выравнивания и ряда других причин, количественная оценка амплитуды новейших движений затруднена и полученные цифры в определенной степени приближены. На оценку амплитуды новейших движений в пределах Карелии в первую очередь влияют следующие факторы.

1. Отсутствие на современном этапе исследований достаточно надежных данных о количестве разновозрастных денудационных поверхностей выравнивания. На карте поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР (1971) в пределах Карелии показаны две поверхности выравнивания: мезозойская с реликтами докембрийского и палеозойского рельефа и миоцен-плиоценовая. Однако миоцен-плиоценовая поверхность дана условно, достаточно надежные данные по геологии и геоморфологии, подтверждающие ее выделение, в настоящее время отсутствуют, а уступы, отделяющие эту поверхность от мезозойской, как правило, приурочены к разломам.

2. Отсутствие данных, позволяющих определить гипсометрическое положение, региональные уклоны и величину относительной вертикальной расчлененности исходной поверхности выравнивания к началу новейшего тектонического этапа.

3. Неопределенность данных о величине эрозионного среза ледниковой экзарацией в течение плейстоцена, приведшей к снижению исходной поверхности.

4. Дискуссионность представлений о продолжительности гляциостатических компенсационных движений, которая оценивается по-разному - от 20 тыс. лет (Ушаков, 1960) до 5-7 тыс. лет (Николаев, 1966а; Мешеряков, Синягина, 1961; Мешеряков, 1963, и др.).

Таким образом, при оценке величины размаха новейших тектонических движений на территории Карелии необходимо сделать ряд допущений, основанных на прямых или косвенных геологических и геоморфологических материалах.

1. К началу новейшего тектонического этапа (конец палеогена) на территории Карелии существовала одна денудационная поверхность выравнивания и коры выветривания мезозойско-палеогенового возраста. Начало формирования поверхности, возможно, относится к более отдаленным геологическим эпохам.

2. В связи с тем что на территории Карелии наблюдается тесная пространственная зависимость положительных морфоструктур с древними антиклинорными зонами, а отрицательных - с грабенами, свидетельствующая об унаследованном развитии основных структурных элементов, можно предполагать, что рельеф исходной поверхности имел неровности. Наиболее приподнятые части размещались на месте современных возвышенностей.

Отсутствие данных о древней гидросети не позволяет установить направление региональных уклонов исходной поверхности. Можно только предполагать **возможный** наклон ее в сторону Беломорского грабена. Превышение древней поверхности выравнивания над уровнем моря, судя по положению участков древнего пенеппена без следов новейших дислокаций, составляло первые десятки до сотни метров, а величина относительных колебаний высот не более 10-20 м. Следует подчеркнуть, что допущения, изложенные в пункте 2, меньше всего обеспечены подтверждающим фактическим материалом.

3. Многочисленные находки кор выветривания, наличие на водораздельных поверхностях участков древнего пенеппена, не несущего следов существенной переработки ледниковой экзарацией, данные И.С.Рубинраута и В.Я.Евзерова об образовании морен Кольского полуострова преимущественно за счет кор выветривания, а также сведения о характере и **величине** ледниковой денудации для Балтийского щита (Николаев, Медянцеv, 1966; Никонов, 1968, и др.) позволяют говорить о незначительной в целом величине ледникового денудационного среза, по-видимому, не превышающей или превышающей ненамного мощность коры выветривания. Поскольку максимальная мощность доледниковой коры выветривания на территории Карелии равна 30-37 м, вели-

чина ледникового денудационного среза составляет около 50 м на склонах и понижениях, согласных по простиранию с направлением движения ледниковых потоков, и менее этой цифры на водораздельных поверхностях и склонах, расположенных вкрест простирания ледниковых потоков.

4. Имеющиеся в настоящее время данные о характере и продолжительности гляциоизостатических движений на побережье Кандалакшского залива Белого моря (Арманд, Самсонова, 1969) свидетельствуют о прекращении гляциоизостатической компенсации 6-7 тыс. лет назад. Аналогичные результаты получились у Э.И.Девятовой в районе г. Беломорска. Сходные цифры продолжительности компенсационных движений дают также Н.И.Николаев (1966а); Ю.А.Мещеряков (Мещеряков, Синягина, 1961), Б.Н.Можаяев (1973). В этом случае современное гипсометрическое положение крупных блоков земной коры в общем виде соответствует положению их до начала четвертичного периода.

Таким образом, учитывая изложенные выше допущения, можно считать, что генерализованное гипсометрическое положение поверхности крупных блоков земной коры с введением поправок на положение исходной поверхности и величину ледникового денудационного среза отражает размах новейших тектонических движений и может быть использовано для определения амплитуд. Однако ступени деформации донеогеновой поверхности выравнивания за новейший тектонический этап могут быть намечены на современном уровне знаний не менее чем через 50 м. Несмотря на значительные трудности, связанные с количественной оценкой новейших движений, имеющиеся в настоящее время материалы по геологии, геофизике, морфоструктурному анализу, стратиграфии и четвертичной геологии позволяют довольно подробно проследить качественные особенности проявления новейших движений в пространстве и во времени и наметить главные черты новейшего тектонического режима Карелии.

А. Главные черты новейшего тектонического режима

К началу новейшего тектонического этапа территория Карелии, как и весь щит, представляла собой область с жесткой консолидированной корой, разбитой системами разломов на блоки. Большая часть разломов представляла собой древние ослабленные зоны, которые либо являлись долго живущими, либо неоднократно активизировались в результате проявления очередного этапа тектогенеза. Поскольку Балтийский щит, как и вся Восточно-Европейская платформа в целом, является областью

проявления слабых новейших движений, следует ожидать, что реализация новейших движений произошла в первую очередь по древним разломам — уже готовым ослабленным зонам и вызвала движение блоков, ограниченных этими разломами. Перемещение блоков фундамента по активизированным разломам определяет общий стиль неотектоники Карелии. Поскольку омоложенные новейшими движениями разломы в подавляющем большинстве заложены еще в докембрии и уже на ранних этапах развития определяли фациально-тектонические условия, пространственное положение и тип структур фундамента, эти древние структуры были вовлечены в новейшие движения, и новейший структурный план оказался в тесной зависимости от структур кристаллического фундамента.

Широкое развитие денудационных поверхностей выравнивания, отсутствие палеозойских и мезозойско-кайнозойских осадков, малая мощность покрова четвертичных осадков, наличие в разрезе на большей части территории Карелии **только** верхнеплейстоценовых и голоценовых комплексов свидетельствуют о преобладании поднятий в течение новейшего тектонического этапа. Тенденция к поднятию характеризует тектонический режим этого региона с позднего докембрия. Таким образом, общий характер новейших тектонических движений унаследован, а новейший тектонический этап является продолжением длительной тектонической истории развития Балтийского щита с момента установления на нем платформенного режима. Если предполагать, что скорости новейших движений имели тот же порядок, что и современные (2–4 мм/год), с общей тенденцией к поднятию, следует ожидать весьма значительных гипсометрических отметок поверхности. Однако наблюдаемые абсолютные отметки рельефа, достигающие 350–400 м, свидетельствуют, что на фоне общей тенденции к поднятию проявлялись колебательные движения и положительные движения не только затухали, но, по-видимому, на определенных отрезках времени сменялись опусканиями. Ритмика колебательных движений обусловлена, с одной стороны, сменой знака движений, отражающей характер тектонического режима платформы и щита в течение всего новейшего этапа, а с другой — наложенными колебательными движениями гляциоизостазической природы, проявившимися в плейстоцене и раннем голоцене. Гляциоизостазические движения, по-видимому, не подавляли целиком собственно тектонические движения. Так, состав и генезис ранне- и среднечетвертичных осадков, обнаруженных в погребенных депрессиях Южной Карелии, свидетельствуют о том, что, несмотря на громадные размеры ледниковых щитов днепровского и московского оледенений, которые должны были бы вызывать погружение обширных территорий, **межледниковые** комплексы среднечетвертичного времени содержат только

континентальные осадки. Морские межледниковые комплексы появляются только в начале верхнего плейстоцена. Отмечается также возрастание мощности ледниковых и межледниковых горизонтов от ниже- и среднечетвертичных (18–29 м) к верхнечетвертичным (до 50–60 м) (Экман, 1968). Эти данные свидетельствуют либо о нарастании размаха движений к началу верхнего плейстоцена, либо, возможно, даже о смене знака движений. В этом отношении представляет значительный интерес сравнительный анализ этапов восходящего и нисходящего развития рельефа Русской равнины в четвертичном периоде (Асеев и др., 1972). В пределах Русской равнины выделяется три этапа: 1) раннечетвертичный – поднятия и расчленения рельефа; 2) раннесреднечетвертичный – общего погружения и выравнивания; 3) позднечетвертичный – поднятия и нового расчленения рельефа. На территории Карелии, как и в пределах Русской равнины, намечается определенный рубеж смены общего характера движений, приуроченный к началу верхнего плейстоцена.

Таким образом, в ритмике колебательных движений на территории Карелии представляется возможным наметить по крайней мере два рубежа, отражающих усиление движений: на границе палеогена и неогена и на границе среднего и верхнего плейстоцена. Более мелкие ритмы гляциоизостатической природы, проявившиеся в плейстоцене, наложены на эти крупные ритмы. Проявление колебательных движений на фоне общей тенденции к поднятию позволяет отнести новейший тектонический режим Карелии, используя терминологию Н.И.Николаева (1962), к положительно направленному типу развития.

Общий ход новейших движений, обусловленных тектоническим режимом платформы и особенностями геологического развития Балтийского щита, усложнен разной направленностью движений, связанной с неоднородностью строения и развития крупных блоков земной коры. Тип и строение новейших тектонических структур, особенности рельефа, строение и мощность покрова четвертичных осадков в разных районах Карелии позволяют выделить ряд зон, в пределах которых новейшие движения обладают определенной направленностью развития, несущей явно унаследованный характер. Пространственное положение этих зон и характер движений, свойственный им, находятся в тесной зависимости от глубинного строения, тектоники кристаллического фундамента и особенностей тектонического режима в предшествующие геологические эпохи. На территории Карелии возможно выделение трех типов подобных зон: зон устойчивых интенсивных поднятий; зон слабых поднятий (относительных погружений); зон дифференцированных движений (рис. 10,б). Зоны **устойчивых** интенсивных поднятий выражены в новейшей структуре как сложные горсты, сопряженные с древними анти-

клинорными структурами карелид. Суммарная амплитуда новейших движений достигает здесь $+200-300$ м. Сопряженность сложных горстов с древними антиклинорными структурами свидетельствует об унаследовании новейшими движениями общей тенденции развития блоков, в пределах которых отмечается ранняя консолидация земной коры. Зоны дифференцированных движений выражены в новейшей структуре как область мелкоблокового строения, разделяющая сложные горсты. Суммарные амплитуды движений в пределах этой зоны относительно невелики и составляют $+120-180$ м. Однако особенности строения рельефа и четвертичного покрова свидетельствуют о контрастных движениях и значительном их размахе. В пределах этой зоны наблюдается резкое колебание мощности четвертичного покрова от 1-6 до 10-20 м. В разрезе четвертичного покрова обнаружены горизонты морских межледниковых осадков микулинского времени. В настоящее время морские толщи занимают различное гипсометрическое положение и подняты в ряде случаев на значительную высоту (до 140 м) или полностью размыты. Границы бореальной и позднеледниковой трансгрессий совпадают в пространстве, а территория, некогда занятая водами этих трансгрессий, не выходит за пределы зоны дифференцированных движений. Контрастные колебательные движения привели к интенсивному прогибанию земной коры в начале верхнего плейстоцена и возможно в позднеледниковье и способствовали проникновению морских вод в центральные районы Карелии. Смена знака движений привела к неравномерному поднятию центральных районов Карелии, вследствие чего морские осадки оказались приподняты на разную высоту.

Зона дифференцированных движений пространственно сопряжена с синклинойной структурой карелид и размещается в области сочленения блоков с разной мощностью земной коры. Зоны слабых поднятий (относительных погружений) размещаются по периферии щита. В новейшей структуре они выражены как крупные сложные грабены и разделяющие их горсты. Суммарные амплитуды в пределах этих зон незначительные и колеблются у положительных структур от $+50$ до $+100-120$; исключение составляет только Ладожско-Онежский горст, где в восточной части суммарная амплитуда достигает $+200$ м. В пределах грабенов амплитуды достигают $-300-50$ м. В целом периферическая часть щита характеризуется чрезвычайно сложным спектром движений. Только в пределах этой зоны наблюдаются блоки, испытывающие абсолютные погружения.

Новейший структурный план Карелии носит отчетливо блоковый характер, поэтому важным показателем особенностей новейшего тектонического режима является характер движений по разломам. И если выявление вертикальных движений по раз-

рывным нарушениям не вызывает методических трудностей, то горизонтальные смещения блоков фиксируются с большим трудом. Широкое развитие болот с самой разнообразной конфигурацией создает чрезвычайно сложный рисунок фотоизображения поверхности и затрудняет дешифрирование аэрофотоматериалов в местах, где по комплексу геологических и геоморфологических признаков можно ожидать горизонтальные смещения блоков.

В пределах территории Карелии на отдельных участках все же удалось выявить серию разрывных деформаций, по которым происходили не только вертикальные движения. Эти разрывные деформации обнаружены пока в наиболее детально исследованных западных и южных районах Карелии. На основе наблюдений, проведенных в этих районах, среди многочисленных и разнопорядковых разрывных деформаций по характеру происходивших по ним движений представляется возможным выделить следующие группы: 1) взбросы и сбросы с вертикальным движением блоков; 2) крупные надвиги с комбинированным движением блоков и горизонтальной составляющей вертикальных движений; 3) сдвиги с горизонтальным смещением блоков; 4) разломы и расколы без видимого смещения блоков или с неустановленным характером движений. Разделение разрывных дислокаций по характеру движений в значительной степени является условным, поскольку движения эти, по-видимому, сложные, комбинированные и почти всегда наряду с вертикальной имеют и горизонтальную составляющую. Разделение разрывных нарушений на группы проведено с целью выявления специфики движений в разных структурных зонах Карелии. Разрывные деформации с разным типом движений оказывают неодинаковое воздействие на новейшую структуру и рельеф. Наиболее существенно влияние разломов с вертикальным движением блоков, в результате которых сформировались главные структуры Карелии (сложные горсты и грабены), оформились главные неровности и наметилась вертикальная ярусность рельефа. Вертикальные движения с горизонтальной составляющей по крутым надвигам повлияли главным образом на морфоструктуру и геоморфологический облик отдельных структур второго и третьего порядков, но не оказали существенного влияния на новейший структурный план в целом. Разломы типа сдвигов с горизонтальным смещением блоков существенного влияния на строение новейших структур не оказывают. Однако это, по-видимому, связано с крайне слабой изученностью горизонтальных движений. Появившиеся в настоящее время новые данные о горизонтальных напряжениях в земной коре и определение величины горизонтального сжимающего усилия (Панасенко, 1969; Марков, 1974) свидетельствуют о возможно большей роли горизонтальных движений.

Рассмотрим некоторые особенности строения новейших структур в западных и южных районах Карелии, которые можно рассматривать как признаки горизонтальной составляющей вертикальных движений и сдвиговых деформаций. Современный морфоструктурный облик среднепротерозойских наложенных мульд характеризует их как унаследованные структуры с прямым рельефом. На месте этих мульд в современном рельефе размещаются либо озерные котловины (Суоярви, Сегозеро и др.), либо обширные сложно построенные депрессии (Летнеозерская и др.). Только три из них составляют исключение – Янгозерская наложенная мульда, синклиний Ветреного пояса, Западно-Онежская синклиналь. Эти структуры выражены в современном рельефе как приподнятые массивы со сложно расчлененной поверхностью. Поскольку все позднекарельские структуры сложены примерно одинаковым комплексом осадочных, вулканогенных и интрузивных пород, в равной степени дислоцированных, различия в их геоморфологическом облике не могут быть объяснены только селективной денудацией. Такие различия обусловлены особенностями проявления новейших тектонических движений. Характерно, что все структуры с инверсионным рельефом размещаются в пределах новейших сложных горстов. Западно-Карельский сложный горст распадается на три блока: Костомукшский, Лексозерский и Суоярвинский. Границами между ними служат разломы и расколы северо-западного простирания. Костомукшский и Суоярвинский блоки имеют асимметричное строение, их края, пограничные с Лексозерским блоком, „вздернуты“. Зажатый между ними Лексозерский блок имеет максимальные абсолютные отметки. Именно в пределах его расположена Янгозерская инверсионная структура. Особенности новейшего структурного плана позволяют предполагать, что Костомукшский и Суоярвинский блоки надвинуты на разделяющий их Лексозерский, который можно рассматривать как зону сжатия, вследствие чего здесь сформировался сложно расчлененный линейно-грядовый рельеф, а Янгозерская мульда была взброшена и получила инверсионное отражение в рельефе.

В пределах Западно-Карельского сложного горста обнаружены установленные и предполагаемые разломы со сдвиговым характером деформаций. Эти разломы имеют запад-северо-западное простирание, время их заложения, по-видимому, связано с постятулийским этапом тектогенеза. Горизонтальные движения по системе разломов северо-западного простирания фиксируются по смещению даек основных пород и ранне- и позднекарельских складчатых структур с амплитудой до 2 км (Стенарь, 1964; Кратц и др., 1969; Судовиков, Глебовицкий и др., 1970; Белоусов и др., 1973). Горизонтальные смещения по этим разломам в новейшее время отмечаются при структурно-геомор-

фологическом дешифровании аэрофотоснимков по резкому смещению в плане речных долин, контуров структурно обусловленных форм рельефа, резкой смене простирания озовых гряд и озовых систем, появлению перехватов речных долин.

Вдоль разлома, ограничивающего Западно-Карельский сложный горст с юга и прослеживающегося в северо-западном направлении от Туломозера до оз. Малое Янисъярви (рис. 17), наблюдается резкая смена простирания речных долин, пересекающих разлом. К северу от разлома речные долины имеют северо-западное простирание, к югу – субширотное и субмеридиональное. Непосредственно в зоне разлома в трех местах наблюдаются перехваты речных долин. В южной части района в котловине Туломозера в зоне этого же разлома наблюдается резкое коленообразное изменение простирания озовой гряды. Пространственное положение речных перехватов свидетельствует о смещении северного блока в северо-западном направлении. Амплитуда смещения оценивается ориентировочно в 100–250 м. Аналогичные аномалии в строении речных долин наблюдаются на юго-западной границе Костомукшского блока вдоль Челмозерского взбросо-сдвига. Сдвиговые деформации с амплитудой до 150–300 м были отмечены также В.С.Войтовичем (1971) в Койкарско-Кумчезерской зоне дислокаций к западу от Онежского озера. Северо-западная система сдвигов располагается примерно перпендикулярно относительно направления движения Костомукшского и Суоярвинского блоков. По периферии Западно-Карельского сложного горста размещаются новейшие структуры, которые могут рассматриваться как образования, сформированные в зонах растяжения. Эти структуры приурочены к зонам дробления и милонитизации субмеридионального и север-северо-восточного простираний. В современном рельефе они выражены в виде линейных тектонических депрессий, к осевым частям которых приурочены грабенообразные и трещинные котловины озер. В пределах Западно-Карельского сложного горста таких структур наблюдается несколько. По обрамлению Суоярвинского блока, вдоль западной его границы, размещается субмеридиональная зона, расположенная вдоль государственной границы СССР, занятая системой озер Никсинселькя-Нуоляярви, с востока блок ограничен подобной зоной, в осевой части которой расположены котловины озер Салонъярви и Суоярви.

Лексозерский блок с запада ограничен субмеридиональной зоной, занятой системой озерных котловин Лексозеро-Торосозеро-Ровикульское, с востока – Сегозерским и Елмозерским грабенами. И, наконец, Костомукшский блок с запада граничит с зоной дробления, в которой расположена котловина озера Каменного, и с востока – тектонической депрессией, к которой приурочена долина р. Чирко-Кемь. Простирание зон растяжения

в общем совпадает с направлением горизонтальной составляющей движения Костомукшского и Суоярвинского блоков.

Особенности движения блоков Западно-Карельского сложного горста свидетельствуют о сложной связи новейших и древних движений. В целом наблюдается определенная унаследованность, проявляющаяся в устойчивых поднятиях древних антиклинорных структур карелид. Вместе с тем в новейших движениях блоков, усложняющих внутреннее строение сложных горстов, наблюдается отчетливая автономность, свидетельствующая о некоторой перестройке плана движений. Эта автономность проявляется в наиболее интенсивном воздымании центральной части Фенно-Карельского древнего антиклинорного поднятия, где в древней структуре отмечается погружение оси антиклинория, и в отстаивании в поднятии северной и южной частей, где в древней структуре фиксируется воздымание оси.

Южно-Карельская зона крупноблоковых движений, опоясывающая щит по периферии, также является областью, где в движении блоков наблюдается горизонтальная составляющая. Эти особенности движений нашли отражение в новейшем структурном плане краевой части щита и проявились в асимметрии горстов и грабенов, расположенных в пределах Южно-Карельской зоны. Горизонтальная составляющая движения блоков, которое осуществлялось, по-видимому, по системе крутых надвигов северо-западного простираения, имеет субширотное и северо-восточное направления. В соответствии с этим направлением имеет место воздымание поверхности Ладожско-Онежского и Восточно-Карельского горстов. Воздымание поверхности в северо-восточном направлении наблюдается и за пределами Карелии, на Карельском перешейке, отделяющем с запада Ладожский грабен от Финского залива. Определенная асимметрия имеет место в строении дна котловин Онежского и Ладожского озер, приуроченных к одноименным грабенам. Наиболее глубокие части котловин смещены относительно осевых линий к западу. Наблюдаются различия в строении прибрежной части котловин. Вдоль восточных берегов отмечается наклонная ступень, западные берега ограничены крутым уступом высотой до 100-140 м, в основании уступов расположены узкие глубоководные желоба, согласные с простираением береговой линии. Днища котловин, как и поверхность горстов, испытывают перекося в северо-восточном направлении, причем к наиболее взброшенным бортам горстов примыкают наиболее погруженные части грабенов. По отношению к структурам фундамента Ладожско-Онежский и Восточно-Карельский горсты являются гетерогенными образованиями и представляют собой блоки, в пределах которых „спаяны“ воедино массивы гнейсо-гранитов архея и нижнего протерозоя и синклинальные складчатые структуры среднего протерозоя.

Среднепротерозойские структуры размещаются в наиболее приподнятых частях горстов и имеют обращенный рельеф.

Морфоструктурные особенности блоков Южно-Карельской зоны позволяют предполагать, что они имеют комбинированный характер движений и испытывают некоторое перемещение в северо-восточном направлении. В результате перемещения в восточных частях горстов возникли зоны сжатия и синклинальные структуры, сложенные более компетентными породами, чем окружающие гнейсы и гнейсо-граниты, испытали выжимание и приобрели обращенный рельеф. В краевой части щита также возможны разрывные деформации со сдвиговым характером дислокации, но значительная мощность четвертичных осадков в этой части территории Карелии, широкое развитие ледниковых, водно-ледниковых и ледниково-озерных аккумулятивных форм сильно затушевывают структурный рисунок рельефа и затрудняют поиски сдвиговых деформаций.

Характерной особенностью новейшего структурного плана Южно-Карельской зоны является наличие здесь глубоких, погребенных под толщей четвертичных осадков тектонических депрессий (грабенов), имеющих субширотное простирание и секущих направление основных геологических структур в этом районе. Эти депрессии размещаются по периферии горстов, ограничивая их с северо-запада и юго-востока. Их строение и пространственное положение позволяют рассматривать подобные структуры как зоны растяжения, компенсирующие сжатие в восточных частях горстов. В пределах Южно-Карельской зоны также наблюдаются сложные взаимоотношения новейших и древних движений. В целом отмечается унаследованное развитие движений, вследствие чего в новейшее время краевая часть щита, как и на ранних этапах развития, отстает в поднятии или даже испытывает погружение. Крупные блоки земной коры в пределах краевой части также характеризуются унаследованным развитием — древние горст-антиклинальные поднятия испытывают более интенсивные восходящие движения, а грабены — погружения. Автономность новейшего плана движений сказывается в том, что наиболее интенсивные поднятия проявляются на месте некогда существовавших прогибов, а направление перекоса поверхности горстов располагается поперек направления погружения структур фундамента.

В новейшем структурном плане Карелии отчетливо видно северо-западное направление разломов. Оно является подавляющим на большей части территории, за исключением Прибеломорья, где разломы имеют субширотное и северо-восточное простирание. Преобладание северо-западных простираний представляет собой еще одну региональную особенность проявления новейших движений. Северо-западные направления являются

наиболее „проработанными“ в кристаллическом фундаменте Карелии, поскольку движения ниже- и среднепротерозойских этапов тектогенеза имели сходный план напряжений и среднепротерозойская система разломов и расколов, унаследовав направление нижепротерозойских структур, способствовала формированию долго живущих ослабленных зон. Новейший тектонический этап в пределах Балтийского щита характеризуется слабыми движениями, которые в первую очередь проявились по наиболее ослабленным зонам северо-западного направления и определили преобладание структурных элементов того же направления.

Б. Поздне- и послеледниковые и современные движения. Сейсмичность

Специфической особенностью новейших тектонических движений в областях плейстоценовых материковых оледенений является проявление гляциоизостазических компенсационных движений, связанных с кратковременным прогибанием и поднятием земной коры под влиянием появляющейся и исчезающей нагрузки, вызванных эволюцией ледниковых щитов. Изучению этого явления за рубежом и на территории СССР посвящена обширная литература. Составлена серия карт разных авторов, на которых показаны изобазы поднятий позднепослеледникового времени. Все эти данные широко известны, и перечислять их еще раз нет необходимости. Отметим только усложнение рисунка изобаз поднятий по мере накопления новых данных. Так, если на карте Б.Гутенберга (Gutenberg, 1941) изобазы поднятий изображают правильный свод, а на карте М.Саурамо (Sauramo, 1955) общий характер свода усложнен серией флексур, то на карте Н.И.Николаева (1966) изобазы позднепослеледниковых поднятий не образуют единого свода, а **отображают** крупные блоки земной коры, в пределах которых гляциоизостазические движения проявились неравномерно. Гляциоизостазические компенсационные движения имели место на протяжении всего плейстоцена. Однако в настоящее время невозможно установить характер их проявления в ниже- и среднечетвертичные эпохи. Можно только предполагать, что в связи с различиями в размерах ледниковых щитов и их динамики гляциоизостазические движения в раннем и среднем плейстоцене обладали специфическими особенностями по сравнению с движениями последней ледниковой эпохи.

Изобазы движений позднепослеледникового времени для территории Карелии показаны на картах разных авторов (Se-

derholm, 1971; Sauramo; 1929, 1955; Tanner, 1930; Яковлева, 1933, и др.). На наш взгляд, наиболее обоснованно для того времени показан рисунок изобаз на карте С.В.Яковлевой. Резкий изгиб изобаз, с субширотного направления в южных районах республики на северо-западное - в центральных и западных, отражает блоковое строение территории Карелии. Морфоструктурный план оказывал существенное влияние на формирование четвертичного покрова. Участки с относительно мощным и сложным по строению разреза покровом четвертичных осадков, подавляющее большинство флювиогляциальных комплексов, краевые образования и озерно-ледниковые равнины размещаются либо по периферии сложных горстов, либо в зонах их сочленения. Особенности строения ледниковой морфоскульптуры свидетельствуют о том, что гляциоизостатические движения не подавляли целиком, по крайней мере в верхнем плейстоцене, основных неровностей рельефа Карелии, сформированных новейшими движениями в доледниковое время, а только изменяли их высотное положение и не влияли на пространственное положение основных морфоструктур, подчиненных структурным особенностям кристаллического фундамента. Вместе с тем нельзя отрицать уменьшение скорости поднятия в поздне-последледниковое время, установленное на основе анализа высотного положения древних береговых уровней. Имеющиеся материалы о скорости поднятия древних береговых уровней в Кандалакшском заливе Белого моря (Арманд, Самсонова, 1969) свидетельствуют о временном замедлении темпа поднятий 6-7 тыс. лет назад, что, по-видимому, обусловлено достижением изостатического равновесия. Эти наблюдения согласуются с данными Ю.А.Мешерякова (Мешеряков, Синягина, 1961; Мешеряков, 1963, 1965), Н.И.Николаева (1966) о продолжительности периода наиболее интенсивного проявления гляциоизостатических движений в течение 5-7 тыс. лет после стаивания последнего ледникового щита.

Совокупность имеющихся в настоящее время материалов по Фенноскандии, прилегающих к ней районов и территории Карелии позволяет следующим образом оценить характер и степень влияния гляциоизостатических движений на новейший тектонический режим. В течение плейстоцена и раннего голоцена на собственно тектонические движения наложился гляциоизостатические компенсационные движения. Они усложнили ритмику новейшего тектонического режима, но не подавили ее целиком, вследствие чего главные этапы движений в плейстоцене не согласуются с основными стратиграфическими подразделениями четвертичного периода, отражающими динамику материковых оледенений. Гляциоизостатические движения оказали влияние на скорость поднятия после таяния ледниковых щитов, но не определяли пространственное положение и характер новейших структурных

Рис. 18. Схема конфигурации современных бассейнов главных рек Карелии.

1 - положение Беломорско-Балтийского водораздела и абсолютные отметки его поверхности; 2 - границы бассейнов; 3 - направления уклонов поверхности в пределах бассейнов рек; 4 - направления главных речных долин. Бассейны рек: 1 - группы рек Северного Беломорья, 2 - Пулоньги, 3 - Кеми, 4 - Выг, 5 - Суны, 6 - Шуи, 7 - группы рек северо-восточного Приладожья, 8 - северная часть бассейна Свири, 9 - группы рек Онежского озера, 10 - Водлы, 11 - группы рек Южного Беломорья.



форм. Не исключено, что появление и исчезновение ледниковой нагрузки в относительно короткий период могло стимулировать активизацию древних разломов.

Анализ скорости современных движений на основе материалов многолетних футшточных наблюдений и повторных нивелировок был проведен на территории Карелии только в последние годы. Эту работу выполнил А.А.Никонов (1965, 1971). Результаты обобщения данных получили отражение на карте современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы (Лиминберг и др., 1972). На этой карте по рисунку изобраз, направленности и скорости современных движений территория Карелии распадается на две части: южную, пространственно совпадающую с Южно-Карельской зоной крупноблоковых движений краевой части щита, и северную, охватывающую остальную часть Карелии. Южная часть Карелии испытывает погружения, скорость которых колеблется от -3.1 до 0.7 мм/год, и только северная часть котловины Ладожского озера и хребет Ветренный пояс характеризуются слабыми поднятиями со скоростью $0.8-1.0$ мм/год. Рисунок изобраз движений имеет довольно сложную конфигурацию, отражающую блоковое строение краевой части щита. В южной части Карелии намечается восемнадцать опорных точек повторных нивелировок, довольно равномерно охватывающих основные морфоструктуры района. Обращает на себя внимание неравномерное погружение отдельных частей котловины Онежского озе-

ра. Наибольшие скорости погружений характерны для западного побережья. Эти данные, свидетельствующие о воздымании дна Онежской котловины в северо-восточном направлении, согласуются с другими материалами по геологии и геоморфологии. Смена знака движения наблюдается также в пределах Восточно-Карельского сложного горста. Современные поднятия отмечаются на взброшенном восточном краю горста. Максимальные погружения со скоростью 2.6 мм/год в районе Водлозера пространственно сопряжены с тектонической депрессией северо-западного **простира**ния, приуроченной к зоне разлома на границе двух блоков - Водлинского и Ветреного пояса. Остальная часть территории Карелии характеризуется положительными движениями со скоростью от 1 до 4.5 мм/год. Рисунок изобаз имеет **концентрическое** строение и не согласуется с морфоструктурными особенностями территории. Обращает на себя внимание, что большая часть территории Карелии обеспечена гораздо меньшим количеством опорных точек, их насчитывается здесь всего семь и расположены они вдоль побережья Белого моря в пределах одной морфоструктурной зоны. Не исключено, что **концентрическое** положение изобаз в этой части территории Карелии в значительной степени зависит от положения опорных точек.

Между тем данные, полученные на основе анализа современных речных бассейнов и деформации продольных профилей рек, свидетельствуют об унаследованности современных движений и тесной соподчиненности их относительно новейшего структурного плана.

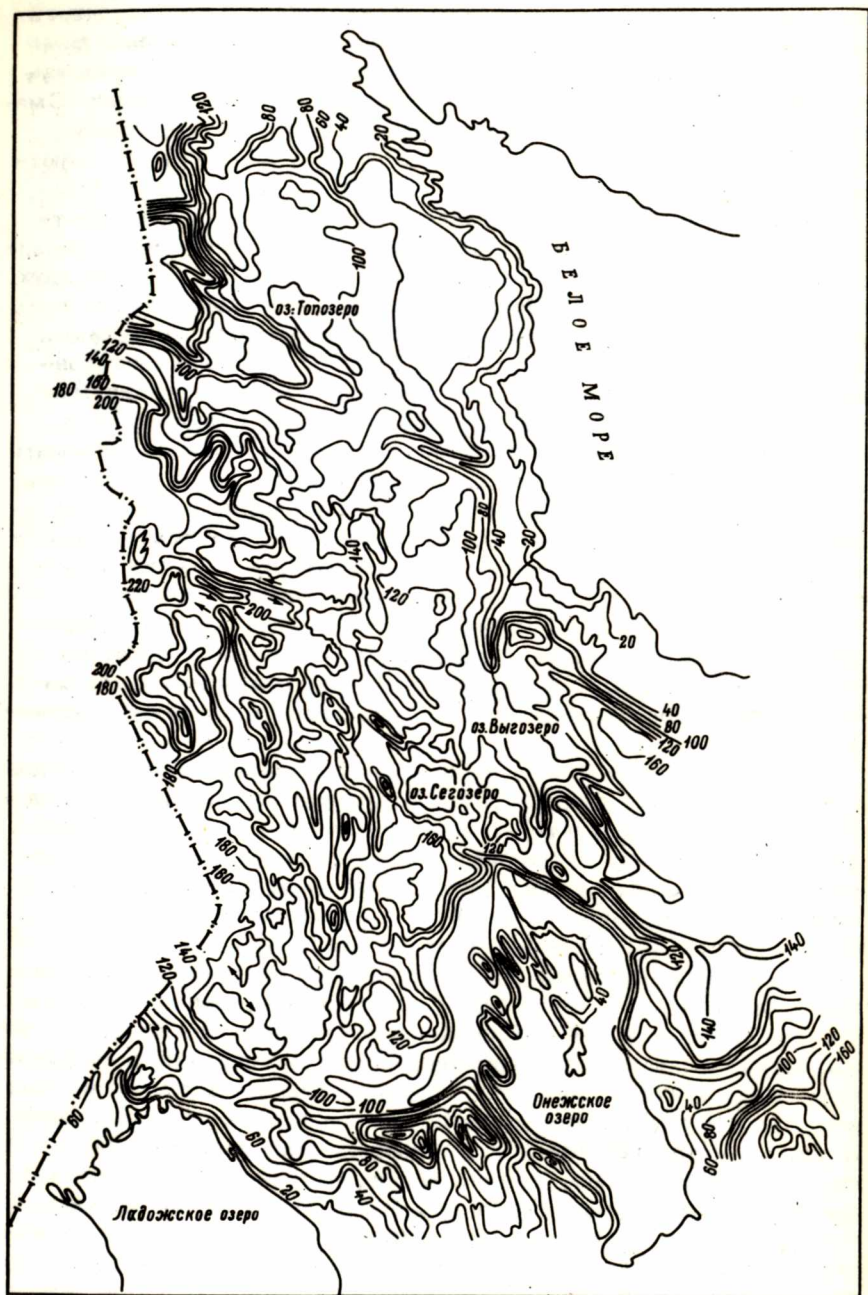
Строение бассейнов основных речных систем Карелии отражает существенное влияние морфоструктурных особенностей на их конфигурацию, характер и простира

ние водоразделов, общих уклонов поверхности. Главный водораздел между Белым и Балтийским морями пересекает территорию республики в общем северо-западном направлении до государственной границы, где оно сменяется на субмеридиональное (рис. 18).

В плане водораздел имеет угловатые очертания. Ориентировка отдельных участков водораздела имеет преимущественно северо-западное и субмеридиональное простира

ние. Резкие изломы линии водораздела и совпадение его простира

ний с направлением основных геологических структур свидетельствуют о том, что главный водораздел Карелии приспособляется к блоковой морфоструктуре региона. Беломорско-Балтийский водораздел, пересекая территорию Карелии почти поперек, располагается в пределах разных морфоструктур. В восточной части водораздел проходит в северо-западном направлении, вдоль восточного, наиболее приподнятого края Восточно-Карельского сложного горста, где имеет абсолютные отметки 327-332 м, затем направление водораздела резко меняется на южное, а отметки



снижаются до 200 м. Субмеридиональное направление водораздела отмечается у западной границы Восточно-Карельского горста. В центральной Карелии он пересекает Центральную-Карельскую зону межблоковых движений. В этой части наблюдается резкое снижение водораздела (абсолютные отметки составляют 100–150 м), в рельефе он почти не выражен. В западной части Карелии Беломорско-Балтийский водораздел проходит вдоль осевой линии Лексозерского блока, пересекая под углом Западно-Карельский сложный горст.

На границе с Костомукшским блоком, вдоль Челмозерской зоны разлома водораздел изменяет направление на субширотное, согласное с простираем этой зоны, и выходит за пределы Карелии. Абсолютные отметки водораздельной линии возрастают в Западной Карелии до 296–320 м. В строении бассейнов главных речных систем Карелии также намечаются различия, обусловленные морфоструктурной неоднородностью фундамента. Главные речные системы в большинстве случаев смещены относительно осевой линии бассейна в сторону водоразделов. Наиболее отчетливо это смещение наблюдается в бассейнах рек Кеми, Выг, Шуи. Направление долин главных рек бассейнов не всегда совпадает с направлением генеральных уклонов местности (верхнее течение рек Кеми и Шуи). Генеральные направления уклонов поверхности в пределах бассейнов меняют направление, границы смены направлений пространственно совпадают с границами основных морфоструктурных зон и с зонами разломов (рис. 18). Водоразделы между соседними бассейнами приурочены к взброшенным блокам вдоль разломов и согласны по простираению с последними. Пространственное положение зон аномальных падений рек также свидетельствует о современной тектонической активности главных морфоструктур Карелии. В ходе морфометрического анализа гидросети Карелии было установлено совпадение зон аномальных падений рек и изолиний базисных поверхностей, составленных по методике В.П.Филоsoфова (1960). Для получения обобщенной картины пространственного положения зон аномальных падений была использована карта базисных поверхностей 2-го порядка, поскольку реки этого порядка примерно равномерно развиты на всей территории Карелии, тогда как долины более высоких порядков имеют ограниченное распространение (Лукашов, 1972). Карта базисных поверхностей была использована еще и потому, что позволяла рассматривать аномалии падений в реках с примерно одинаковыми гидрографическими характеристиками. В целом карта базисных поверхностей использовалась как вспомогательный инструмент, который в комплексе с другими геолого-геоморфоло-

Рис. 19. Схематическая карта базисных поверхностей 2-го порядка.

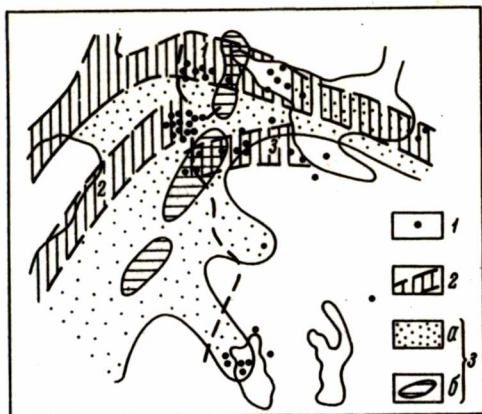


Рис. 20. Схема сейсмичности Карелии (по Н.И.Николаеву, 1966, и Г.Д.Панасенко, 1969).

1 - эпицентры землетрясений; 2 - сейсмогенные зоны по Г.Д. Панасенко (1 - Кандалакшская, 2 - Кусамо-Оулуярвинская, 3 - Карельская); 3 - сейсмогенные зоны по Н.И.Николаеву (а - районы возможных землетрясений, б - районы вероятных землетрясений).

гическими данными позволяет дать качественную оценку характера молодых движений на самом последнем этапе развития. Рисунок изобазит (рис. 19) на территории Карелии имеет сложную конфигурацию и отражает как главные морфоструктуры (сложные горсты, сложные грабены и т.д.), так и отдельные блоки в их пределах. По периферии главных морфоструктур наблюдается сгущение изобазит, соответствующее зонам увеличения уклонов продольного профиля рек. Сгущение изобазит, как правило, характеризуется прямолинейными очертаниями и сопряжено с разломами, которые фиксируются по комплексу геолого-геоморфологических данных. Наиболее протяженные полосы сгущения изобазит прослеживаются вдоль Карельского берега Белого моря, по периферии Северо-Карельского, Восточно-Карельского и северной и южной частей Западно-Карельского сложных горстов. Они почти целиком опоясывают Ладожский и Онежский грабены. Чрезвычайно сложный рисунок изобазит наблюдается вдоль восточного и северо-восточного бортов Западно-Карельского сложного горста, что, по-видимому, отражает особенности проявления движений по зоне разломов, ограничивающей горст с востока. Эта зона выступает не как единая структура, подобно зоне разломов на контакте карелид и беломорид, а как

система мелких блоков, в пределах которой движения проявились по серии разнонаправленных мелких разрывных нарушений, сопряженных с линией главного разлома. В северной части Карелии рисунок изобазит отчетливо отражает крупный линеймент, прослеживающийся в запад-северо-западном направлении от устья р. Кеми до тектонической депрессии, занятой котловиной системы озер Куйто. Этот линеймент совпадает с сейсмически активной зоной, выделяемой здесь Г.Д.Панасенко (1969). Совокупность геолого-геоморфологических и морфометрических данных, а также результаты обработки многолетних футшточных наблюдений и повторных нивелировок, полученные А.А.Никоновым (1965, 1971), позволяют наметить основные особенности проявления голоценовых и современных движений.

Общий план современных движений согласуется с новейшими структурами и главными чертами новейшего тектонического режима. Положение речных долин и водоразделов, их простирающие и генеральные уклоны поверхности в пределах бассейнов свидетельствуют о ведущей роли блоковой структуры и на самых молодых этапах развития.

По скорости и направленности современных движений территория Карелии отчетливо распадается на две части. Одна из них, наиболее обширная по площади, охватывает центральные, западные и северные районы республики. В пределах этой части современные движения имеют положительную направленность и относительно высокие скорости – более 4 мм/год. Данные морфоструктурного анализа позволяют предполагать, что рисунок изобаз поднятий в этой части Карелии имеет более сложную конфигурацию и полнее отражает основные морфоструктурные особенности региона, чем это показано на карте современных вертикальных движений (Лилиенберг и др., 1972). Изменение генеральных уклонов поверхности в разных частях бассейнов, разделенных живыми разломами, свидетельствует о некоторой автономности движений крупных блоков, сопряженных с разными структурно-тектоническими зонами кристаллического фундамента. По скорости современных движений в пределах описываемой части Карелии выделяются два района: северный и южный. Границей между районами, по-видимому, является Кемский линеймент, проявляющий сейсмическую активность. Северный район характеризуется максимальными скоростями движений (4 мм/год и более), южный – средними и низкими скоростями (от 0 до 4 мм/год). Сопоставление этих данных с особенностями новейшего структурного плана показывает, что наиболее высокие скорости современных движений, возможно, свойственны мобильной Ботническо-Кандалакшской пограничной зоне, разграничивающей Кольский и Фенно-Карельский мегаблоки. Северный район Карелии, примыкающий к этой зоне, также втянут в

быстрые поднятия. Вторая часть расположена в южных районах республики и охватывает котловины Ладожского и Онежского озер, Ладожско-Онежский и Онежско-Беломорский водоразделы. В целом эта часть Карелии характеризуется нисходящей направленностью современных движений со скоростями от -0.7 до -3.1 мм/год. В южных районах Карелии наблюдается некоторое несоответствие морфоструктурного плана и направленности современных движений – положительные морфоструктуры, за исключением блока Ветреного пояса, испытывают в настоящее время погружение. В пределах котловины Онежского озера в результате разной скорости погружения западного и восточного побережий намечается современный перекося в северо-западном направлении вдоль осевой линии озера. Эти особенности движений согласуются с асимметрией дна котловины озера: наиболее глубокие части озера тяготеют к западному берегу, где отмечаются и наиболее высокие скорости опусканий. Сравнение обеих частей территории Карелии, различающихся по направленности движений, с новейшим структурным планом показало, что направленность современных движений проявляет наибольшую согласованность с общим ходом тектонического развития в тех районах, где новейшие структуры сопряжены с тектоническими образованиями ранних и поздних карелид. В районах же, где новейшие структуры унаследованы относительно горстов и грабенов верхнего протерозоя, эта согласованность исчезает. Последнее является, по-видимому, признаком автономности движений в краевой части щита и более частой сменой знака движений. Относительно высокая тектоническая мобильность краевой части щита обусловлена ее положением на границе двух геотекстур: Балтийского щита и Русской плиты.

Сведения о сейсмичности Карелии крайне скудны (рис. 20). Отмечены немногочисленные эпицентры землетрясений, зафиксированных как по макросейсмическим данным, так и по инструментальным измерениям. В связи с отсутствием сейсмической станции на территории Карелии и значительной удаленностью действующих станций на территории СССР и за рубежом точность определения координат эпицентров невелика; не исключено, что слабые толчки не зафиксированы. В пределах Карелии известные эпицентры локализуются в двух зонах: в Северной Карелии по линии Кемь-Ухта, к северу от нее и вдоль побережья Белого моря. В Южной Карелии – в пределах котловины Ладожского озера (Николаев, 1966б; Панасенко, 1969, и др.).

Наиболее подробный обзор особенностей проявления сейсмичности Фенноскандии в целом и советской части Балтийского щита в частности произведен в работах Г.П.Горшкова (1947), Н.И.Николаева (1966б), Г.Д.Панасенко (1969 г.) и др. В целом для Балтийского щита отмечаются следующие главные черты

проявления сейсмичности. Количество зафиксированных эпицентров землетрясений убывает с запада на восток, что отражает снижение в этом направлении уровня сейсмичности. Наибольшее количество очагов землетрясений располагается на глубине 10-20 км, значительно реже - глубже. Эпицентры группируются в зоны, в общем согласные с простиранием главных геологических структур фундамента. Н.И.Николаев выделяет также несколько зон, секущих по отношению к структурам фундамента. В пределах сейсмически активных зон эпицентры образуют узлы скопления. Причиной большинства землетрясений являются напряжения, вызванные в земной коре новейшими и современными движениями; в некоторых районах шита часть слабых землетрясений, возможно, связана с затухающими гляциоизостазическими движениями. Слабая изученность сейсмичности Карелии не позволяет сделать какие-либо определенные выводы об особенностях проявления землетрясений. Можно только предполагать, опираясь на закономерности, выявленные для Балтийского шита в целом, что территория Карелии является областью со слабой, по сравнению с западными и северными районами шита, сейсмичностью. Относительно небольшие амплитуды, градиент новейших движений и слабая сейсмичность являются характерными чертами новейшего тектонического режима внутренних частей шита и наиболее отчетливо проявились на территории Карелии. Отмеченные редкие эпицентры землетрясений в общем группируются в две зоны, которые тяготеют к области сочленения крупных блоков земной коры, обладающих разной скоростью и интенсивностью движений. Сопряженность эпицентров землетрясений с областями сочленения новейших структур свидетельствует скорее о собственно тектонической, в пределах Карелии, чем гляциоизостазической их природе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Территория Карелии, расположенная в восточной части Балтийского шита, характеризуется специфическими чертами строения, обусловленными особенностями геологического развития. Эти черты состоят в широком развитии в современном эрозионном срезе древних докембрийских глубоко метаморфизованных комплексов, отсутствии палеозойских и мезозойско-кайнозойских осадков, наличии маломощного покрова четвертичных осадков преимущественно ледникового генезиса. Геологические структуры кристаллического фундамента претерпели сложную историю развития, испытали несколько этапов складчатос-

ти и метаморфизма и глубокий размыв, вследствие чего в настоящее время наблюдаются реликты складчатых структур, сохранившиеся в наиболее погруженных частях прогибов. В ходе докембрийских этапов тектогенеза в связи с унаследованным развитием отдельных структурных элементов и совпадением по простиранию разновозрастных структур в теле щита заложены ослабленные зоны с предпочтительной ориентировкой в северо-западном, северо-восточном, субширотном и субмеридиональном направлениях, которые в позднем докембрии, в платформенный этап развития способствовали формированию блоковой структуры кристаллического фундамента.

2. Особенности геологического строения территории республики создают определенные трудности при изучении молодых тектонических движений. Эти трудности связаны с определением возраста древних денудационных поверхностей выравнивания, начала новейшего тектонического этапа, количественной оценкой размаха новейших движений. Отсутствие геологических документов палеозойского, мезозойско-кайнозойского этапов развития заставляет делать ряд допущений при количественной оценке амплитуды движений, основанных на некоторых геологических и геоморфологических построениях и палеогеографических реконструкциях. Эти допущения сводятся к следующему. К началу новейшего тектонического этапа на территории Карелии существовала единая денудационная поверхность выравнивания мезозойско-палеогенового возраста. Исходная денудационная поверхность не была идеально ровной, ее абсолютные отметки достигали 100 м, относительные колебались в пределах 10-20 м. Наиболее приподнятые части поверхности соответствовали унаследованно развивающимся древним антиклинорным зонам карелид. Гляциоизостазические движения, проявившиеся в течение 5-7 тыс. лет, исчерпаны, и современное гипсометрическое положение поверхности главных морфоструктур соответствует размаху движений за новейший этап. Ледниковая экзарация, способствовавшая снижению исходной поверхности, была невелика и соизмерима с мощностью коры выветривания. Для территории Карелии величина ледникового денудационного среза оценивается в 50 м.

3. Основные черты современного рельефа Карелии обусловлены сочетанием денудационно-тектонических форм рельефа кристаллического фундамента, тесно связанных с древними складчатыми, разрывными и блоковыми структурами, и ледниковых, водно-ледниковых, озерных и морских аккумулятивных и деструктивных форм. В рельефе Карелии отмечается вертикальная ярусность. Здесь выделяется три яруса: верхний с отметками до 350 м, средний - до 180 м и нижний - до 100 м. Каждый ярус пространственно приурочен к определенной структур-

но-тектонической зоне фундамента: верхний — к антиклинорным зонам карелид, средний — к синклинорным зонам карелид, нижний — к системе позднепротерозойских сложных грабенов, расположенных по периферии щита на границе с Русской плитой. Границы между основными ярусами рельефа сопряжены с глубинными разломами, ограничивающими древние структурно-фациальные зоны. Пространственное положение и ориентировка форм рельефа и гидросети, размещение зон повышенных плотностей мегатрещиноватости несут отчетливые следы тесной зависимости от структурных особенностей кристаллического фундамента. В результате этого каждый из выделенных ярусов рельефа характеризуется своими геоморфологическими, морфографическими и морфометрическими показателями. В рельефе в первую очередь отражается блоковая структура фундамента. Пространственное положение аккумулятивных форм рельефа различного генезиса подчиняется главным морфоструктурным закономерностям территории Карелии и также обладает определенной вертикальной и горизонтальной зональностью. Так, для верхнего яруса рельефа характерно преобладающее развитие ледниковых аккумулятивных и деструктивных форм и магистральных долин стока талых ледниковых вод с линейным расположением аккумулятивных и эрозионных флювиогляциальных форм рельефа. Средний ярус характеризуется сложным строением морфоскульптуры, обусловленной сочетанием флювиогляциальных комплексов, ледниковых и озерно-ледниковых равнин. Большая часть флювиогляциальных образований Карелии размещается в пределах среднего яруса. Нижний ярус является областью преобладающего развития аккумулятивных и абразионных равнин морского, озерно-ледникового и озерного генезиса, краевых ледниковых комплексов и предфронтальных образований. Покров четвертичных осадков в целом имеет малую мощность (до 10 м) и относительно простое строение — на большей части территории Карелии встречаются только позднеплейстоценовые и голоценовые комплексы. Однако на отдельных участках наблюдается резкое увеличение мощности осадков и сложности строения разреза. В зависимости от мощности и состава и возраста слагающих четвертичный покров толщ в пределах Карелии выделяется три типа разреза. Пространственное положение каждого из типов также подчиняется основным морфоструктурным особенностям территории. Первый тип разреза, характеризующийся малой мощностью (1–6 м) и наличием только позднеплейстоценовых и голоценовых комплексов, развит преимущественно в пределах верхнего яруса рельефа, второй тип — верхне- и отчасти среднечетвертичных комплексов с мощностью до 10–20 м наблюдается в области развития среднего яруса рельефа; третий тип, включающий верхне-, средне- и нижнечетвертичные

образования мощностью до 150 м, размещен в пределах нижнего яруса.

4. Новейший структурный план территории Карелии обусловлен блоковой системой фундамента. Подчиненные единому ритму движений блоки группируются в сложные структуры, отличающиеся по направленности тектонического развития. Основные черты новейшего структурного плана определяются структурами 2-го порядка: сложными горстами (Северо-Карельский, Западно-Карельский, Восточно-Карельский), разделяющей их зоной мелкоблокового строения, системой грабенов, размещенных по периферии Карелии на границе щита и плиты, и зонами глубинных разломов, ограничивающих эти структуры. Внутреннее строение структур 2-го порядка усложняется блоками разного размера, имеющими такую же направленность развития, как и крупная структура в целом, но отличающимися друг от друга по интенсивности движений. Сопоставление новейших структур с древними показало разную степень унаследованности и зависимости. В центральных и северных районах Карелии новейшие структуры сопряжены с древними антиклинорными и синклинорными зонами, заложившимися и сформировавшимися в течение нижнего протерозоя, в южных и восточных районах Карелии, расположенных в краевой части Балтийского щита; новейшие структуры унаследованы относительно грабеноподобных прогибов средне- и верхнепротерозойского времени. Новейшие разрывные деформации являются преимущественно долго живущими или омоложенными древними ослабленными зонами земной коры. Понятие унаследованности применительно к новейшим структурам Карелии следует применять с большими оговорками, поскольку одни и те же новейшие структуры по отношению к древним структурам разных этапов тектогенеза в докембрии могут быть и прямыми и обращенными. Новейшие структуры следует считать скорее возрожденными, чем унаследованными. Сопоставление структур 2-го порядка с глубинным строением показало в общем виде некоторую зависимость, которая проявляется в размещении сложных горстов в пределах блоков с увеличенной мощностью земной коры, сложных грабенов — с уменьшенной мощностью, а зоны мелкоблокового строения — в сочленении блоков с разной мощностью земной коры.

5. Новейшие движения, зафиксированные на территории Карелии, имеют сложный спектр и дифференцированы в пространстве и во времени. Новейший тектонический режим является продолжением платформенного этапа развития щита и характеризуется проявлением колебательных движений на фоне общей тенденции к поднятию. В развитии новейших движений в течение неоген-четвертичного времени намечается, в значительной мере условно, несколько рубежей, отражающих неравномерность про-

явления движений во времени. Первый рубеж относится к палеоген-неогеновому времени и знаменует собой начало новейшего тектонического этапа и становление главных структурных форм Карелии, второй – на границе среднего и верхнего плейстоцена – отмечает увеличение размаха движений и усиление поднятий, третий – на границе раннего и среднего голоцена – отражает завершение **компенсации гляциоизостазических** движений. Гляциоизостазические движения, проявившиеся в течение плейстоцена и начала голоцена, наложившись на собственно тектонические движения, усложнив их ритмику, повлияв на скорость движения в позднеледниковые эпохи, но не изменили общей тенденции тектонического развития и не повлияли на пространственное положение и характер новейших тектонических структур. Современные движения в целом развиваются унаследованно относительно движений новейшего этапа и проявляют большую степень согласованности с морфоструктурным планом Карелии. По направленности современных движений территория республики распадается на две части. В центральных, западных и северных районах современные движения имеют положительный знак и отражают общую тенденцию тектонического развития древних структур. В южных районах они имеют отрицательную направленность. Несогласованность знака современных движений и некоторых морфоструктур в этой части Карелии свидетельствует о недавней смене ритма движений, высокой тектонической мобильности и автономности развития краевой части шита как самостоятельной сложной структуры, расположенной в сочленении двух геоструктур – Балтийского шита и Русской плиты. Слабая изученность сейсмичности не позволяет делать какие-либо определенные выводы относительно специфики или особенностей ее проявления.

Стиль новейшей тектоники Карелии определяется перемещением жестких **блоков** фундамента по долго живущим или омоложенным разломам, обладающим разным характером движений. Главными являются вертикальные движения блоков по разломам, но вместе с тем в ряде случаев удается наблюдать комбинированные движения блоков по крутым надвигам с горизонтальной составляющей и сдвиги. Последние фиксируются с чрезвычайно большим трудом. Различие в характере движений блоков по разломам в настоящее время удалось отметить только в наиболее хорошо изученных западных и южных районах Карелии. Поступательное движение блоков в горизонтальном направлении и система сдвигов зафиксирована в пределах Западно-Карельского сложного горста и в краевой части шита. Сложное, комбинированное движение блоков в этих районах определило асимметрию новейших положительных и отрицательных структур.

Л и т е р а т у р а

А н к у д и н о в С.А., Б о л г у р ц е в Н.Н., Л и т-
в и н е н к о И.В., П о р о т о в а Г.А. Глубинное строе-
ние восточной части Карельского региона по результатам
комплексных геофизических исследований (профиль Онежское
озеро - Белое море). - Геотектоника, 1972, № 5.

А п у х т и н Н.И. Новые данные о распространении
морских трансгрессий в позднепоследнее время в Север-
ной Карелии. - Материалы по четвертичной геологии и геомор-
фологии СССР, 1956, нов. сер., вып. 1.

А п у х т и н Н.И., К р а с н о в И.И., Я к о в-
л е в а С.В. и др. Геология четвертичных отложений Севе-
ро-Запада европейской части СССР. Л., 1967.

А р м а н д А.Д., Г р а в е М.К., К у д л а е в а
А.Л. Поверхности выравнивания и коры выветривания Мурман-
ской области. - В кн.: Основные проблемы геоморфологии и
стратиграфии антропогена Кольского полуострова. Л., 1969.

А р м а н д А.Д., С а м с о н о в а Я.А. Морские
отложения и голоценовая тектоника района г. Кандалакши. - В
кн.: Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропо-
гена Кольского полуострова. М.-Л., 1964.

А с е е в А.А., Б л а г о в о л и н Н.С., Д о с-
к а ч А.Г., С е р е б р я н н ы й Л.Р. Основные этапы
геоморфологического развития Русской равнины в четвертичном
периоде. - Геоморфология, 1972, № 4.

А т л а с литолого-палеогеографических карт СССР,
т. I и II. М., 1968.

А э р о м е т о д ы геологических исследований. М., 1974.

Б а р к а н о в И.В. Четвертичный покров восточной
(советской) части Балтийского кристаллического щита и его
поисковое значение. - В кн.: Материалы по геологии и полез-
ным ископаемым Северо-Запада РСФСР. Л., 1967.

Б е л о у с о в Е.Ф., Д е м и д о в Н.Ф., К р о-
х и н А.И., М е л ь я н ц е в Н.В. Селецкие структуры
в ребольском фундаменте. Район озер Челмозеро-Нюкозеро-Ме-
льгозеро. - В кн.: Этапы тектонического развития докембрия
Карелии. Л., 1973.

Б и с к э Г.С. Четвертичные отложения и геоморфоло-
гия Карелии. Петрозаводск, 1959.

Б и с к э Г.С. Роль тектоники в геоморфологии Каре-
лии. - В кн.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуост-
рова. Мурманск, 1961.

Бискэ Г.С., Горюнова Н.Н. Четвертичный рельеф Карелии. - В кн.: Вопросы региональной палеогеоморфологии. Тез. докл. VI Пленума геоморф. комис. Уфа, 1967.

Бискэ Г.С., Горюнова Н.Н., Лак Г.Ц. Новые данные о четвертичных отложениях и неотектонике Онего-Сегозерского водораздела. - В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966.

Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д. Береговые образования Онежского озера и их связь с неотектоникой. - В кн.: Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин, 1966.

Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д., Горюнова Н.Н., Ильин В.А. Строение и история котловины Онежского озера. Петрозаводск, 1971.

Бискэ Г.С., Лукашов А.Д. Генетическая классификация озерных котловин Карелии. - В кн.: История озер. Вильнюс, 1970. Тр. Всесоюзн. симпозиума, т. II.

Бискэ Г.С., Лукашов А.Д., Экман И.М. О связи котловин крупнейших озер Северо-Запада СССР с тектоникой. - В кн.: Новейшие и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Петрозаводск, 1974.

Венус Б.Г., Линьков А.Г., Тырин А.К. Геолого-геоморфологическое строение дна Онежского озера по данным геоакустического зондирования. - Вестн. ЛГУ, 1966, № 24, сер. геол., вып. 4.

Верещагин Г.Ю. Положительное и отрицательное движение береговой линии на озере Сегозере. - Тр. Олонецкой научн. эксп., 1926, ч. III, вып. 1.

Верещагин Г.Ю. К вопросу о неравномерности поднятия берегов Онежского озера. - Тр. Олонецкой научн. эксп., 1931, ч. III, вып. 2.

Вигдорчик М.Е., Гарбар Д.И., Кабаков А.М. и др. Развитие структурного плана юго-западного обрамления впадины Онежского озера. - В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967а. (Мат. I симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР).

Вигдорчик М.Е., Гарбар Д.И. и др. О роли тектоники в формировании котловин Великих озер Русской равнины. - В кн.: Мат. II симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР. Минск, 1967б.

Вигдорчик М.Е., Калугина Л.В., Клейменова Г.И., Спиридонова Е.В. Стратиграфия четвертичных отложений Онежско-Ладожского

перешейка и южного Прионежья. Тез. докл. к совещ. по стратиграфии четвертичного периода Северо-Запада РСФСР. Л., 1964.

В о й т о в и ч В.С. О природе Койкарской зоны дислокации Балтийского щита. - Геотектоника, 1971, № 1.

В о л к о в Н.Г. Карта изодеф Днепровско-Донецкой впадины и ее тектоническая интерпретация. - ДАН СССР, 1964, т. 135, № 5.

Г а л д о б и н а Л.П. Предпалеозойская поверхность выравнивания территории Балтийского щита. - В кн.: Вопросы региональной палеогеоморфологии. Тез. докл. У1 Пленума геоморф. комисс. Уфа, 1967.

Г о л ь б р а х И.Г., З а б о л у е в В.В., Л а с т о ч к и н А.Н. и др. Морфоструктурные методы изучения закрытых платформенных нефтегазоносных областей. Л., 1968.

Г о р ш к о в Г.П. О сейсмичности восточной части Балтийского щита. - Тр. Сейсмологич. инст. АН СССР, 1947, № 119.

Г о р ь к о в е ц В.Я., И н и н а К.А., Р а е в с к а я М.Б. Селецкие структуры в ребольском фундаменте. Район озер Лувозеро-Кимасозеро. - В кн.: Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., 1973.

Г р а в е М.К., Е в з е р о в В.Я. Новейшие и современные движения центральной части Кольского полуострова. - В кн.: Современные движения земной коры. М., 1963.

Д ь я к н о в а - С а в е л ь е в а Е.Н. О древних береговых линиях Онежского озера. - В кн.: Тр. Первого Всесоюз. гидрологического съезда. Л., 1925.

Д е в я т о в а Э.И. Основные типы поверхностей восточного обрамления Балтийского щита. - В кн.: Вопросы региональной палеогеоморфологии. Тез. докл. У1 Пленума геоморф. комисс. Уфа, 1967.

Д е в я т о в а Э.И. Палинологическая характеристика верхнечетвертичных отложений Карелии. - В кн.: Четвертичная геология и геоморфология восточной части Балтийского щита. Л., 1972 (Тр. Инст. геологии Кар. фил. АН СССР, вып. 13).

Д е м и д о в Н.Ф. Протерозой Кукасозерско-Тикшезерской зоны карелид (Северная Карелия). Автореф. канд. дисс. Петрозаводск, 1966.

Ж и в о т о в с к а я А.И. Молодые тектонические движения южного Беломорья. - Информ. сборн. ВСЕГЕИ, 1960, № 29.

З а н д е р В.Н., Т о м а ш у н а с Ю.И., Б е р к о в с к и й А.Н., С у в о р о в а Л.В., Д е д е е в В.А., К р а т ц К.О. Геологическое строение фундамента Русской плиты. Л., 1967.

Земляков Б.Ф. Четвертичная геология Карелии. Петрозаводск, 1936.

Земляков Б.Ф. О современной трансгрессии Онежского озера. - В кн.: Гидротехнический сборник, вып.2. Л., 1937.

Земляков Б.Ф., Покровская И.М., Шешукова В.С. Новые данные о позднеледниковом морском Беломорско-Балтийском соединении. - Тр. Сов. секции МАИЧП, 1941, вып. У.

Зятькова Л.К., Запороженко Л.Л. Методы изучения новейших и современных тектонических движений. Библиография (1940-1968). Новосибирск, 1969.

Ионин А.С., Каплин Н.А., Медведев В.С. Карта современных вертикальных движений берегов морей СССР и геолого-геоморфологические методы их изучения. - В кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М., 1961.

Кайряк А.И., Хазов Р.А. Иотнийские образования северо-восточного Приладожья. - Вестн. ЛГУ, 1967, № 12, вып. 2.

Карта неотектоники Скандинавии. М. 1:2500000. Научный руководитель и редактор Н.И.Николаев. М., 1966.

Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР. М., 1971. Ред. И.П.Герасимов, А.В.Сидоренко.

Кошечкин Б.И. Основные закономерности развития доледникового рельефа северо-восточной части Балтийского шита. - В кн.: Вопросы региональной палеогеоморфологии. Тез. докл. У1 Пленума геоморф. комисс. Уфа, 1967.

Кошечкин Б.И. Неоструктурный план северо-восточной части Балтийского шита. - Природа и хозяйство Севера, 1969а, вып. 1.

Кошечкин Б.И. Элементы древнего структурного плана в рельефе Кольского полуострова. - В кн.: Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. Л., 1969б.

Кошечкин Б.И., Коган Л.Я., Кудлаева А.Л., Малясова Е.С., Первушинская Н.А. Береговые образования поздне- и послеледниковых морских бассейнов на юге Кольского полуострова. - В кн.: Палеогеография и морфоструктура Кольского полуострова. Л., 1973.

Кошечкин Б.И., Стрелков С.А. Проявление новейшей тектоники на северо-востоке Балтийского шита. - В кн.: Новейшие и современные движения земной коры восточной части Балтийского шита. Петрозаводск, 1974.

Кратц К.О. Геология карелид Карелии. - Тр. ЛАГЕД, 1963, вып. 16.

Кратц К.О., Лазарев Ю.И. Основные черты тектонических структур ятулия. - В кн.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск, 1961.

Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Яскевич Н.И. и др. Геология и петрология гранито-гнейсов юго-западной Карелии. Л., 1969.

Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М.-Л., 1960.

Лаврова М.А. Позднеледниковая и послеледниковая история Белого моря. - В кн.: Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М., 1968.

Лазарев Ю.И. Возраст и тектоническое положение гипербазитов Карелии. - В кн.: Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л., 1971 (Тр. Инст. геологии Карел. фил. АН СССР, вып. 9).

Лазарев Ю.И. Тектоническое развитие ранних карелид Карелии. - Геотектоника, 1973а, № 5.

Лазарев Ю.И. Ребельский период деформаций. - В кн.: Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., 1973б.

Лак Г.Ц. Геоморфологический облик структур карелид юго-восточной окраины Балтийского щита. - В кн.: Новейшие и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Петрозаводск, 1974.

Лак Г.Ц., Лукашов А.Д. Неотектоника в зоне докембрийских разломов Южной Карелии. - В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. "Недра", М.-Л., 1967.

Лак Г.Ц., Лукашов А.Д. Голоценовые деформации и их сопряженность с палеотектоникой Балтийского щита (на примере его юго-восточной части). - В кн.: Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М., 1969.

Лак Г.Ц., Лукашов А.Д. Новейший этап развития рельефа юго-восточной окраины Балтийского щита. - В кн.: Четвертичная геология и геоморфология восточной части Балтийского щита. Л., 1972 (Тр. Инст. геологии Карел. фил. АН СССР, вып. 13).

Лак Г.Ц., Лукашов А.Д., Экман И.М. Влияние рельефа и структуры фундамента на размещение предфронтальных ледниковых образований юго-восточной окраины Балтийского щита. - В кн.: Предфронтальные краевые ледниковые образования. Вильнюс, 1974.

Лилиенберг Д.А., Сетунская Л.Е., Благоволин Н.С., Горелов С.К. и др. Мор-

фоструктурный анализ современных вертикальных движений европейской части СССР. - Геоморфология, 1972, № 1.

Л и т в и н е н к о И.В. О некоторых результатах изучения глубинных разрезов земной коры различных структурно-фациальных зон Кольского полуострова и Карелии. - В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968.

Л у к а ш о в А.Д. Основные результаты морфометрического анализа рельефа при изучении неотектоники Карелии. - В кн.: Четвертичная геология и геоморфология восточной части Балтийского щита. Л., 1972 (Тр. Инст. геологии Карел. фил. АН СССР, вып. 13).

Л у к а ш о в А.Д. Основные черты неотектоники Карелии. - В кн.: Новейшие и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Петрозаводск, 1974.

Л у к а ш о в А.Д., Э к м а н И.М. Влияние рельефа фундамента на формирование четвертичного покрова Карелии. - В кн.: Материалы к IУ Всесоюзному совещанию по краевым образованиям. Рига, 1972.

М а р к о в Г.Л. Некоторые характерные особенности тектонической напряженности массива пород (по непосредственным измерениям на Хибинском апатитовом руднике). - В кн.: Новейшие и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Петрозаводск, 1974.

М а р к о в К.К. Иольдовое море и проблема позднеледникового Балтийско-Беломорского пролива. - Изв. ВГО, 1933, т. 15, № 4.

М а р к о в К.К. Послеледниковая история юго-восточного побережья Ладожского озера. - Вопр. геогр., 1949, вып. 12.

М а р к о в К.К., П о р е ц к и й В.С., Ш л я п и н а Е.В. О колебаниях уровня Ладожского и Онежского озер в послеледниковое время. - Тр. комиссий по изучению четвертичного периода, 1934, т. IУ, вып. 1.

М е т о д и ч е с к и е указания по проведению неотектонических исследований при поисках нефти и газа. Под ред. Ю.Я.Кузнецова, М., 1968.

М е щ е р я к о в Ю.А. Вековые движения земной коры. Некоторые итоги и задачи исследований. - В кн.: Современные движения земной коры, № 1. М., 1973.

М е щ е р я к о в Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., 1965.

М е щ е р я к о в Ю.А., С и н я г и н а М.И. Состояние знаний о современных движениях земной коры. - В кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М., 1961.

М о ж а е в Б.Н. Геоморфологические аномалии и методы их выявления и интерпретации. - Геоморфология, 1970, № 2.

М о ж а е в Б.Н. Новейшая тектоника северо-запада Русской равнины. Л., 1973.

М о л ч а н о в И.В. Ладожское озеро. М., 1945.

М о л ч а н о в И.В. Онежское озеро. М., 1946.

Московченко Н.И. Северо-Карельская зона (восточная часть). - В кн.: Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., 1973.

Н и к о л а е в Н.И. К истории установления колебательных движений Скандинавии. Бюллетень по изуч. четверт. периода, № 12, 1948.

Н и к о л а е в Н.И. Новейшая тектоника СССР. - Тр. комиссии по изучению четвертичного периода, 1949, т. VIII.

Н и к о л а е в Н.И. Проект легенды карты новейшей тектоники СССР. - Изв. высш. уч. зав., геол. и разв., 1958, № 9.

Н и к о л а е в Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., 1962.

Н и к о л а е в Н.И. Поздний этап неотектонических движений Скандинавии, Карелии и Кольского полуострова. - ДАН СССР, 1966а, т. 167, № 6.

Н и к о л а е в Н.И. О связи сейсмичности Балтийского щита и норвежских каледонид с неотектоникой. - Вестн. МГУ, 1966б, № 3.

Н и к о л а е в Н.И., Б а б а к В.И., М е д я н ц е в А.И. Вопросы неотектоники Балтийского щита и норвежских каледонид. - Сов. геология, 1967, № 3.

Н и к о л а е в Н.И., М е д я н ц е в А.И. Интенсивность ледниковой денудации и материковые оледенения. - Вестн. МГУ, 1966, сер. IV, № 2.

Н и к о л а е в Н.И., Ш у л ь ц С.С. Принципы и методы составления карты неотектоники СССР. Мат. Второго геоморф. совещ. Геоморф. комиссии АН СССР, 1959.

Н и к о н о в А.А. Молодые и современные тектонические движения на Кольском полуострове и в смежных районах. - Изв. АН СССР, 1965, сер. геогр., № 6.

Н и к о н о в А.А. Проблемы неотектоники северо-восточной части Балтийского щита. - В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., 1967.

Н и к о н о в А.А. Коры выветривания Фенноскандии, их возраст и палеогеографическое значение. - Бюл. МОИП, 1968, отд. геологии, т. XVIII (5).

Н и к о н о в А.А. Современные движения земной коры Карелии и перекося озерных ванн. - В кн.: Природа, береговые образования и история развития внутренних водоемов и морей Восточной Прибалтики и Карелии. Мат. к научному семинару. Петрозаводск, 1971.

Никонов А.А., Панасенко Г.Д. О связи новейшей и современной тектоники и сейсмичности Фенно-скандии. - В кн.: Современные движения земной коры. М.-Л., 1963.

Новикова А.С. О тектонике и магматизме Восточно-Европейской платформы. - В кн.: Деформация пород и тектоника. М., 1964 (МКГ, XXII сесс., докл. сов. геол.).

Новикова А.С. О тектонике карелид основания Восточно-Европейской платформы. - Геотектоника, 1971, № 6.

Орленко Л.П. Современные вертикальные движения побережья Белого моря по океанографическим данным. - Изв. высш. уч. зав., № 2, 1960.

Панасенко Г.Д. Землетрясения северо-восточной части Балтийского щита. - Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, № 2, 1959.

Панасенко Г.Д. Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита. Л., 1969.

Победоносцев С.В., Розанов Л.Л. Современные вертикальные движения берегов Белого и Баренцева морей (по уровнемерным данным). - Геоморфология, 1971, № 3.

Полканов А.А. Очерк четвертичной геологии северо-западной части Кольского полуострова. - Тр. Сов. секции Междунар. соц. по изуч. четв. периода. 1937, вып. 1У.

Полканов А.А. Геология хогландия-иотния Балтийского щита. - Тр. ЛАГЕД, 1956, вып. 6.

Рихтер Г.Д. Орографические районы Кольского полуострова. - Тр. Инст. физ. географии, 1936, вып. 19.

Рубинраут И.С. Молодые и современные движения земной коры в Верхнепонойской депрессии и их связь с тектоническим развитием Кейвской подзоны карелид. - В кн.: Новейшие и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Петрозаводск, 1974.

Соколов В.А. История геологического развития среднего протерозоя Карелии. - Геотектоника, 1972, № 5.

Соколов В.А. Последовательность тектонического развития в ятулии. - В кн.: Этапы тектонического развития докембрия Карелии (Тр. Инст. геологии Карел. фил. АН СССР, вып. 16). Л., 1973.

Соколов В.А., Галдобина Л.П., Голубев А.И. и др. Сумийско-сариолийский вулканогенно-осадочный комплекс Карелии. Тез. докл. геол. конф. Петрозаводск, 1971.

Соколов В.А., Галдобина Л.П., Голубев А.И. и др. Тектонические структуры ятулия.

Южно-Карельская впадина. - В кн.: Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., 1973.

С о л о в ь е в С.Л. О связи землетрясений Скандинавии с отрицательными формами рельефа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1963.

С т е н а р ь М.М. Геология карельских образований Хелозеро-Большозеро-Кимасозеро (Западная Карелия). Автореф. канд. дисс., Л., 1964.

С т е н а р ь М.М. Тектоническое развитие архейского комплекса Карелии (беломориды Западного Беломорья). - Геотектоника, № 5, 1972.

С т е н а р ь И.М., В о л о д и ч е в О.И., С ы с т р а Ю.И. и др. Архей. - В кн.: Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., 1973 (Тр. Инст. геологии Карел. фил. АН СССР, вып. 17).

С т о в а с М.В. Современное молодое поднятие побережья Белого и Баренцева морей. - ДАН СССР, 1963, т. 153, № 6.

С т р е л к о в С.А. Каолинитовые коры выветривания Северной Карелии и их структурно-геоморфологическое положение. - В кн.: Вопросы геоморфологии и геологии антропогена Севера европейской части СССР. Тез. докл. Апатиты, 1972.

С т р е л к о в С.А. Морфоструктуры северо-восточной части Балтийского щита и основные закономерности их формирования. - В кн.: Палеогеография и морфоструктуры Кольского полуострова. Л., 1973.

С т р у к т у р н о - г е о м о р ф о л о г и ч е с к и е исследования при изучении нефтегазоносных бассейнов, вып. 15. Л., 1967 (Тр. НИЛ, Зарубеж. геология).

С у д о в и к о в Н.Г., Г л е б о в и ц к и й В.А., С е р г е е в А.С., П е т р о в В.П., Х а р и т о - н о в А.Л. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л., 1970.

Т и х о м и р о в С.Н., Я н о в с к и й А.С. Новые данные о докембрии юго-восточного Приладожья. - ДАН СССР, 1970, т. 194, № 3.

Т о к а р е в В.А. Геологическая интерпретация материалов по сейсмичности Кольско-Скандинавского региона. - ДАН СССР, 1959, т. 119, № 4.

У ш а к о в С.А. Мощностъ материковых оледенений и реакция земной коры на их нагрузку. - Бюлл. МОИП, 1960, отд. геол., № 3.

Ф и л о с о ф о в В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов, 1960.

Хейсканен К.И. Фациально-тектоническая реконструкция периода формирования сумийско-сарнильского вулканогенно-осадочного комплекса. - В кн.: Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., 1973 (Тр. Инст. геологии Карел. фил. АН СССР, вып. 16).

Цирульникова М.Я., Сокол Р.С. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. - В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968.

Цирульникова М.Я., Чечель Э.К., Шустова Л.Е., Сокол Р.С. Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского щита. - В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968.

Чеботарева Н.С., Вигдорчик М.Е., Гричук В.П., Фаустова М.А. Стратиграфия отложений вандалайского оледенения. - В кн.: Последний Европейский ледниковый покров. К VII конгрессу INQUA (США, 1965). Л., 1965.

Шульц С.С. Проект легенды карты новейшей тектоники СССР. - Изв. Высш. уч. зав. геол. и разв., 1958, № 9.

Шуркин К.А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. - В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968.

Шуркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е., Дук В.Л., Никитин Ю.В. Беломорский комплекс северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова (геология и пегматитоносность). - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1962, вып. 14.

Шустова Л.Е. Ботническо-Кандалакшская зона глубинного прогиба земной коры в центральной части Балтийского щита. - ДАН СССР, 1963, т. 148, № 2.

Шустова Л.Е. Глубинное строение Балтийского щита по данным геофизических исследований. - Сов. геология, 1966, № 5.

Экман И.М. Стратиграфия четвертичных отложений Онежско-Ладожского перешейка. Автореф. канд. дисс. Л., 1968.

Экман И.М. Морфоструктуры западного Прионежья. - В кн.: Четвертичная геология и геоморфология восточной части Балтийского щита. Л., 1972.

Экман И.М., Девятова Э.И., Ильин В.А. Предфронтальные ледниковые образования юго-восточной окраины Балтийского щита. - В кн.: Предфронтальные краевые ледниковые образования. Вильнюс, 1974.

Эпштейн С.В. К вопросу о позднеледниковой трансгрессии Белого моря. - Тр. Советской секции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода, 1941, вып. V.

Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., 1973.

Яковлева С.В. О Балтийско-Беломорском позднеледниковом соединении. - Тр. II Международной конференции по изучению четвертичного периода, 1933, вып. II.

Яковлев С.А. О следах эпейрогенических движений в ледниковое время к северу от Русской равнины. - Тр. Сов. секции МАИЧП, 1941, вып. V.

Яковлев С.А. О морских трансгрессиях на севере Русской равнины в четвертичное время. - Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода, 1947, № 9.

Ailio J. Die geografische Entwicklung des Ladogasees. - Fennia, 1915, Bd. 38, N 3.

Gutenberg B. Changes in sea level, postglacial uplift and mobility of the Eartos interior. - Bull., Geol. Soç. America, 1941, vol. 52.

Hyypä E. Die postglazialen Niveauverschiebungen auf der Karelischen Landengen. - Ann. Acad. Soc. Fenn, 1932, N 37.

Hyypä E. The postglacial Changes of Level in South Finland. - Bull. Commisa geol. Finlande, 1937, N 120.

Kurki M. Pakkasen aihentama maanäristus Salmissa. - Terra, 1922, N 2.

Munthe H. Om The Late Ouaternary History of the Baltic. - Geol. ören. i Stckholm förhandl., 1929, vol. 46, N 1-2.

Ramsay W. Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola. - Fennia, 1898, vol. XVI, N1.

Sauramo M. Über die spatglazialen Niveauverschiebungen in Nordkarelien. - Bull. Commis. geol. Finlande, 1928, N 18.

Sauramo M. The Quaternary Geologi of Finland. - Bull. Comiss geol. Finlande, 1929, N 86.

Sauramo M. Das system der spatglazialen Strandlinien im sudlichen Finland. 1937. - Comment. phys.-meth. Soc. Scient fenica, 1937, N IX.

Sauramo M. Land uplift with hingelines in Fennoscandia. - Ann. Acad. Sci. Fenn., 1955, Ser. A., Bd. III, N 44.

S e d e r h o l m J. Sur la geologie quaternaire et la geomorphologie de la Fennoscandia. - Bull. Commiss. geol. Finlande, 1911, N 30.

S e d e r h o l m J. Weitere Mitteilungen über Bruchspalten. Mit besonderer Beziehung zur Geomorphologie von Fennoscandia. - Bull. Commiss. geol. Finlande, 1913, N 38.

T a n n e r V. Studier öfver kvarterssystemet i Fennoscandias nordiga delar. - Bull. Commiss. geol. Finlande, 1930, N 38.

T u o m i n e n H., A u r n i s a l o I., S o d e r h o l m B. Tectonic patterns in the central Baltic Shield. - Bull. Soc. geol. Finland, 1973, N 45.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
А. Краткий обзор истории исследований новейшей тектоники на территории Карелии	4
Б. Постановка задачи и методика исследований	7
Г л а в а 1. Геологическое строение и структура кристаллического фундамента	9
А. Главные черты тектонического строения	9
Б. Основные этапы развития	16
Г л а в а 2. Рельеф и четвертичный покров	22
А. Главные черты рельефа	22
Б. Строение четвертичного покрова	27
Г л а в а 3. Новейший структурный план	32
А. Принципы выделения новейших структур	32
Б. Новейшие структуры	34
В. Разрывные деформации	54
Г. Основные закономерности связи новейших структур с тектоникой кристаллического фундамента и глубинным строением	63
Г л а в а 4. Новейшие тектонические движения	70
А. Главные черты новейшего тектонического режима	73
Б. Поздне- и послеледниковые и современные движения. Сейсмичность	82
Заключение	91
Литература	96